



Universidade de Brasília

PROJETO MONTE DO CARMO
Trabalho de Mapeamento Geológico Final
Área XVII

Ana Rita Pereira Maciel

Malú Ribas Nakamura

BRASÍLIA - DF
NOVEMBRO/2018



PROJETO MONTE DO CARMO
Trabalho de Mapeamento Geológico Final
Área XVII

Ana Rita Pereira Maciel – 13/0005738

Malú Ribas Nakamura – 13/0123790

Professores Orientadores:

Dr. Elton Luis Dantas (coordenador)
Dra. Adriana Horbe
Dr. Elder Yokoyama
Dra. Eliza Peixoto
Dr. Federico Cuadros
Dr. Jeremie Garnier
Dr. Luis Gustavo Ferreira Viegas
Dra. Natalia Hauser
Dr. Nilson Botelho
Dra. Suzan Rodrigues

Banca Examinadora:

Dra. Natalia Hauser
Dra. Julia Curto
Dr. Martino Giorgiani

BRASÍLIA - DF
NOVEMBRO/2018

Agradecimentos

Agradecemos primeiramente uma à outra, pela escolha, disponibilidade, apoio e muita paciência, pois caso contrário essa tese não existiria,

Às nossas famílias, pela paciência e compreensão,

Aos professores, pelo apoio e orientação,

Aos colegas de trabalho, pela convivência e constante aprendizado,

Aos funcionários do Instituto de Geociências, pelos favores e serviços prestados,

Às amigas e aos amigos, pelo companheirismo e suporte emocional durante toda essa jornada.

Ana Rita & Malú



*“Da ponte pra cá antes de tudo é uma escola,
Minha meta é dez, nove e meio nem rola.
Meio ponto a ver... hum... e morre um,
Meio certo não existe tru, o ditado é comum.
Ser humano perfeito, não tem mesmo não,
Procurada viva ou morta a perfeição!”*

Racionais MCs

Resumo

O Projeto Monte do Carmo representa o Trabalho Final de Graduação em Geologia realizado no ano de 2018 por alunos da Universidade de Brasília. O Projeto contém como produto final um mapa geológico na escala de 1:50.000 de uma área de 2.536 km², localizada na região de Porto Nacional e Monte do Carmo na porção central do estado do Tocantins. Conta com a participação de 44 alunos e 10 professores divididos em 19 áreas. A área está inserida no contexto da Província Tocantins e do Lineamento Transbrasiliano, abrangendo parte da Faixa Araguaia e parte da borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. Com base nos dados aerogeofísicos e de sensoriamento remoto, assim como dados bibliográficos obtidos na etapa pré-campo, juntamente com os dados petrográficos, mineralógicos e estruturais obtidos durante o trabalho de campo e a etapa pós-campo, foram formuladas hipóteses da possível evolução tectônica e história deformacional da área. Os produtos finais do Projeto foram a elaboração do mapa geológico integrado e do presente relatório, que contém a descrição dos aspectos geológicos da área, as litologias, geologia estrutural, potencialidade econômica e evolução tectônica.

Abstract

The Monte do Carmo Project is the course completion paper developed during the year of 2018 by geology students of the University of Brasilia. The Project refers to the geological mapping in a 1:50.000 scale of 2,536 square kilometers area, located in the region of Porto Nacional and Monte do Carmo, central portion of the Tocantins State. It relies on the participation of 44 students and 11 professors, divided in 19 areas. The area is inserted in the context of the Tocantins Province and the Transbrasilian Lineament, covering part of the Araguaia Belt and part of the southwest edge of the Parnaíba Basin. Based on pre-field geophysics, remote sensing and bibliographic data, combined with petrology, mineralogy and structural data obtained during field and post-field work, hypotheses were formulated, regarding an evolutionary and deformational history. As a result of this Project, an integrated geological map was developed, along with the present paper, which contains the description of geological aspects, lithologies, structural geology, economic potential and tectonic evolution.

Sumário

1. Introdução.....	18
1.1 Localização e acessos	18
1.2 Aspectos Fisiográficos	19
1.2.1 Clima	19
1.2.2 Geomorfologia	20
1.2.3 Pedologia.....	20
1.2.4 Vegetação	22
1.3 Materiais e Métodos	22
1.3.1 Etapa pré-campo	22
1.3.2 Etapa Campo.....	30
1.3.3 Etapa pós-campo.....	31
2. Geologia Regional	34
2.1. Introdução	34
2.2 Contexto tectônico e estratigráfico	35
2.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia	36
2.3 Arcabouço geofísico.....	49
3. Geologia Local.....	58
3.1 Introdução	58
3.1.1 Complexo Porto Nacional	58
3.1.2 Formação Morro do Aquiles	59
3.1.3 Plutônicas sin a pós-tectônicas.....	59
3.1.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa	60
3.1.5 Suíte Ipueiras.....	60
3.1.6 Suíte Aliança (NP3ya)	60
3.1.7 Sequência Metessedimentar Indefinida.....	61
3.1.8 Intrusões Máficas-Ultramáficas.....	61

3.1.9	Formação Monte do Carmo	61
3.1.10	Suíte Lajeado (NP3y2mt)	62
3.1.11	Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida	62
3.1.12	Bacia do Parnaíba	62
3.1.13	Lateritos (Nqdl)	63
3.1.14	Diques e Soleiras.....	63
3.1.15	Depósitos Aluvionares	63
3.2	Unidades Litoestratigráficas aflorantes na Área XVII	64
3.2.1	Intrusão Máfica-Ultramáfica – Grupo 2	66
3.2.2	Unidade Metassedimentar Indiferenciada	67
3.2.3	Formação Monte do Carmo	69
3.2.4	Bacia do Parnaíba	88
3.2.5	Diques máficos	90
3.2.6	Lateritos (Nqdl)	90
3.3	Geologia Estrutural.....	92
3.3.1	Quadro Estrutural Regional	93
3.3.2	Quadro Estrutural Local	98
3.3.3	Microestrutural	106
3.4	Metamorfismo	108
4.	Geologia Econômica.....	109
4.1	Ocorrências Minerais do Projeto Monte do Carmo	110
4.1.1	Ouro.....	110
4.1.2	Minério de Ferro	111
4.1.3	Manganês.....	111
4.1.4	Grafita.....	112
4.1.5	Minerais e rochas industriais	112
4.2	Potencialidade Econômica da Área XVII.....	113

4.2.1	Areia	115
4.2.2	Laterito.....	115
4.2.3	Minério de Ferro	116
4.2.4	Rochas Ornamentais	117
5.	Evolução Geotectônica	118
5.1	Estágio I – Deposição do Complexo Porto Nacional e Fm. Morro do Aquiles - 2.20 a 2.12 Ga	119
5.2	Estágio II - Orogênese Riacciana - 2.10 a 2.05 Ga.....	119
5.3	Estágio III – Ciclo Brasileiro – 810 a 490 Ma.....	120
5.4	Estágio IV – Unidades Neoproterozóicas a Cambrianas.....	121
5.5	Estágio V – Bacia do Parnaíba	122
5.6	Estágio VI – Diques Máficos	123
6.	Discussões	124
7.	Referências Bibliográficas	129

Anexos

Anexo 01: Mapa Geológico da Área XVII

Anexo 02: Mapa Geológico do Projeto Monte do Carmo

Anexo 03: Mapa Estrutural da Área XVII

Anexo 04: Mapa Estrutural do Projeto Monte do Carmo

Anexo 05: Fichas Petrográficas da Área XVII

Anexo 06: Mapa de Pontos da Área XVII

Anexo 07: Mapa Base da Área XVII

Anexo 08: Tabela de Pontos da Área XVII

Anexo 09: Diagramas Composicionais da Formação Monte do Carmo

Sumário de Figuras

Figura 1.1.1-1: Mapa de Localização da Área XVII do Projeto Monte do Carmo.	19
Figura 1.1.2-1: Unidades geomorfológicas na área de estudo do Projeto Monte do Carmo.....	20
Figura 1.1.3-1: Classes de solo na área de estudo do Projeto Monte do Carmo.	21
Figura 1.1.5-1: Localização do projeto aerogeofísicos utilizado (Fonte: Relatório do Projeto Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba).	25
Figura 1.1.5-2: Fluxograma de processamento para os dados magnetométricos utilizados no projeto.	26
Figura 1.1.5-3: Fluxograma de processamento para os dados aerogamaespectométricos utilizados no projeto.	27
Figura 1.1.7-1: Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Pojeto Monte do Carmo. Fonte: Modificado de Ribeiro (2017) e Saboia (2009).	36
Figura 2.1.1-1: Mapa de idades TDM, adaptado de CPRM (2017) com idades geocronológicas extraídas de Gorayeb et al.(2000); Quaresma e Kotschoubey (2001); Gorayeb & Moura (2002); Arcanjo (2002); Chaves et al. (2008); Saboia (2009); Gorayeb et al. (2013); Maia (2016) e Ribeiro e Alves (2017).	47
Figura 2.1.1-1: Mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT) e delineamento dos 6 principais domínios (I a VI). As linhas azuis delimitam os 6 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem podem ser observadas as rosetamos, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.	51
Figura 2.1.1-2: Mapa de domínios magnéticos (SA3D) do Projeto Monte do Carmo.	52
Figura 2.1.1-3: Mapa de domínios magnéticos (ASA) do Projeto Monte do Carmo.	52

Figura 2.1.1-4: Mapa de domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.	56
Figura 3.1.15-1: Mapa de domínios magnéticos da Área XVII.	65
Figura 3.1.15-2: Mapa de interpretação gamaespectométrica da Área XVII. ...	66
Figura 3.2.2-1: Afloramento típico de quartzito intemperizado observado na área mapeada.	67
Figura 3.2.2-2: Amostra de mão de quartzito da área XIV (TF-2018_XIV_110).	69
Figura 3.2.2-3: Amostra de mão de quartzito com foliação marcada pela presença de mica branca da área XIV (TF-2018_XIV_38).	69
Figura 3.2.2-4: Fotomicrografia de quartzito da área XIV (lâmina TF-2018_XIV_35), evidenciando quartzo, muscovita e mica branca em textura lepidoblástica.	69
Figura 3.2.2-5: Fotomicrografia de quartzito da área XIV (lâmina TF-2018_XIV_38).	69
Figura 3.2.3-1: Vista geral da Área XVII.	69
Figura 3.2.3-2: Amostra TF17-XVII-93, pertencente à Unidade Vulcânica Básica a Intermediária da Formação Monte do Carmo. Observar textura brechóide, matriz fina esverdeada e fragmento de rocha vulcânica.	70
Figura 3.2.3-3: Actinolita-clorita-quartzo xisto (lâmina TF-2018_XVII_93). textura porfiroblástica de cristais de actinolita e quartzo em meio a clorita em textura lepidoblástica.	71
Figura 3.2.3-4: Lâmina TF-2018_XVII_155, na qual é possível observar (a) textura intergranular-holocristalina e subofítica de cristais de plagioclásio entremeados a mesóstase vítrea; (b) cristais de composição intermediária entre clinopiroxênio e anfibólio.	72
Figura 3.2.3-5: a) Bloco in situ (amostra TF-2018_XVII_37) evidenciando a coloração da rocha e tamanho das amígdalas; b) detalhe das amígdalas.	73
Figura 3.2.3-6: Aspecto geral da rocha (lâmina TF-2018_XVII_37), na qual é possível observar microfenocristais de plagioclásio, amígdalas com aros de clorita, quartzo, epidoto, carbonato e agregados de quartzo microcristalino (a,c) em meio a textura intersertal-hialofítica de cristais de plagioclásio entremeados a mesóstase vítrea (b).	73

Figura 3.2.3-7: a) Afloramento em blocos de riolitos porfiríticos; b) Sequência vulcânica ácida da Formação Monte do Carmo (amostra TF-2018_XVII_180). Observam-se fenocristais de quartzo imersos em matriz afanítica.	75
Figura 3.2.3-8: Fotomicrografias de riolito porfirítico (lâmina TF-2018_XVII_180), da Unidade Vulcânica Ácida da Formação Monte do Carmo, na qual é possível observar a) matriz vítrea-quartzo feldspática recristalizada; b) quartzo apresentando textura de corrosão em golfo; c) fenocristais de quartzo hipidiomórficos hexagonais bipiramidais.	76
Figura 3.2.3-9: Amostras de tufo riolítico pertencentes à Sequência Vulcânica Ácida da Formação Monte do Carmo, nas quais pode-se observar possível bandejamento por fluxo ígneo. Amostra TF18-XVII-61 (a) e Amostra TF18-XVII-66 (b).	77
Figura 3.2.3-10: Fotomicrografias de tufo riolítico bandados da Sequência Vulcânica Ácida da Formação Monte do Carmo. Lâminas TF-2018_XVII_61 e TF-2018_XVII_66 apresentando (a) intercalação de níveis ricos em fenocristais de quartzo e clorita intercalados com níveis finos de difícil identificação.	78
Figura 3.2.3-11: Fotomicrografias de tufo lítico da Sequência Vulcânica Ácida da Formação Monte do Carmo (lâmina TF-2018_XVII_91b), nas quais é possível observar (a) textura eutaxítica entre cristais de quartzo e feldspato potássico em matriz vítrea e fragmento lítico e (b) textura de absorção em golfo de quartzo. Os cristais de plagioclásio encontram-se saussuritizados.	79
Figura 3.2.3-12: Afloramento típico das rochas sedimentares psamíticas imaturas da Formação Monte do Carmo ao longo de drenagem, evidenciando deformação essencialmente rúptil.	80
Figura 3.2.3-13: Fotomicrografias de arcoseo da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo (lâmina TF-2018_XVII_59), em nicóis paralelos (a) e nicóis cruzados (b). É possível observar grãos de quartzo subangulosos e bem selecionados, contatos suturados a pontuais e ausência de fragmentos líticos.	81
Figura 3.2.3-14: Fotomicrografias de grauvasa feldpática da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo (lâmina TF-2018_XVII_60), em nicóis paralelos (a) e nicóis cruzados (b). Pode-se observar quartzo e plagioclásio como fases minerais mais abundantes, grãos subangulosos e mal selecionados, contatos suturados a pontuais.	81

Figura 3.2.3-15: Metapelito da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, aflorante da área XIV (TF-2018_XIV_81).	82
Figura 3.2.3-16: Amostra de mão de metapelito da Formação Monte do Carmo, aflorante na área XIV (TF-2018_XIV_81).	82
Figura 3.2.3-17: Fotomicrografias de grauvasa lítica (lâmina TF-2018_XVII_102), apresentando (a) grãos subangulosos e mal selecionados e (b) contatos suturados a pontuais.	83
Figura 3.2.3-18: a) Afloramento rochas psamíticas imaturas líticas formando barragem natural; b) Rocha psamítica imatura lítica, notar presença de estratificação cruzada acanalada.	83
Figura 3.2.3-19: Fotomicrografias de grauvasa lítica (lâmina TF-2018_XVII_101) apresentando (a) clastos de rochas vulcânicas afaníticas, clastos de epidotos provenientes de rochas vulcânicas intermediárias cálcicas; (b) textura de reabsorção em quartzo e feldspato em meio ao arcabouço; (c) clastos de rochas vulcânicas intermediárias com textura traquítica.	84
Figura 3.2.3-20: Conglomerado polimítico com aproximadamente 50% de clastos subarredondados e 50% de matriz da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo (amostra TF-2018_XVII_172).	85
Figura 3.2.3-21: Fotomicrografias de conglomerado polimítico. Visão geral da lâmina TF-2018_XVII_171.	86
Figura 3.2.3-22: Fotomicrografias de conglomerado polimítico (lâmina TF-2018_XVII_171), apresentando (a) clastos feldspato potássico (microclínio); (b) agregados de minerais máficos intemperizados e epidoto; (c) fragmento lítico de possível rocha ígnea vulcânica intermediária. (traquito).	87
Figura 3.2.3-23: Fotomicrografias de conglomerado polimítico (lâmina TF-2018_XVII_171), apresentando (a) agregado policristalino de quartzo; (b) fragmento lítico de rocha vulcânica máfica ou intermediária com ripas de plagioclásio em textura tipo feltro e esferulítica; (c) fragmento lítico de rocha vulcânica traquítica com cristais eudrais de hornblenda alterada.	88
Figura 3.2.4-1: a) Afloramento evidenciando arenito médio com estratificação cruzada acanalada; b) Conglomerado matriz suportado com seixos subangulosos.	89
Figura 3.2.5-1: Rocha de estrutura maciça, granulação fina a média subvulcânica.	90

Figura 3.2.6-1: Diagrama ternário $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$, com os resultados de amostras de lateritos do Projeto Monte do Carmo.	91
Figura 3.2.6-2: Difratoograma de raio-x da laterito (amostra TF17-XVII-29). Notar presença de quartzo, hematita, goethita e caulinita.	91
Figura 3.2.6-3: Coluna estratigráfica da Área XVII.	92
Figura 3.3.1-1: Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.	94
Figura 3.3.1-2: Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.....	97
Figura 3.3.2-1: Mapa estrutural da Área XVII.....	98
Figura 3.3.2-2: Estereograma de Sn correspondente ao domínio estrutural no qual a Formação Monte do Carmo está inserida. Observa-se a predominância de moderados ângulos de mergulho para noroeste, com eixo aproximadamente NE-SW.	98
Figura 3.3.2-3: Afloramento em perfil de rocha vulcanoclástica da Formação Monte do Carmo (ponto 54). Na foto evidencia-se a foliação regional de direção NE-SW sendo cortada por fraturas perpendiculares de direção NW-SE.	99
Figura 3.3.2-4: Estereograma de Sn+1 correspondente à Formação Monte do Carmo. Observa-se a predominância de altos ângulo de mergulho, com eixo aproximadamente NNE-SSW.....	100
Figura 3.3.2-5: Afloramento em planta de arenito heterogêneo com influência vulcânica da Formação Monte do Carmo (ponto 169). Na foto evidencia-se assimetria dos planos de deslizamento indicando zona de falha rúptil com fraturas de cisalhamento que apresentam cinemática sinistral.	101
Figura 3.3.2-6: Afloramento em planta de arenito heterogêneo com influência vulcânica da Formação Monte do Carmo (ponto 169). Na foto evidencia-se estrutura em flor associada a zona de falha transcorrente, com fraturas penetrativas de espaçamento variando entre 3 a 8 centímetros.....	101
Figura 3.3.2-7: Afloramento em perfil, representativo de toda a área, em que é possível diferenciar uma zona de cataclase na porção esquerda da figura, uma vez que ocorre um adensamento de fraturas penetrativas nessa região com espaçamento de aproximadamente 5 centímetros. Essa zona apresenta direção de N20E.	102

Figura 3.3.2-8: Afloramento em perfil da Formação Monte do Carmo (ponto 84). Na foto evidencia-se foliação penetrativa com alto ângulo de mergulho ($016^{\circ}/90^{\circ}$), pares de fraturas conjugadas ($160^{\circ}/90^{\circ}$ e $225^{\circ}/90^{\circ}$) e família de fratura distinta perpendicular à foliação ($110^{\circ}/90^{\circ}$).....	102
Figura 3.3.2-9: Afloramento em planta de andesito com bandeamento de fluxo magmático, representativo de toda a área, em que é possível observar zona de cataclase de direção de N20E.....	103
Figura 3.3.2-10: Afloramento em planta de arenito heterogêneo da Formação Monte do Carmo (ponto 178). Na foto evidencia-se a foliação SC desenvolvida a partir de zona de cisalhamento centimétrica.	104
Figura 3.3.2-11: Diagrama de roseta (n = 40) indicando direção de fraturamento NW-SE.	104
Figura 3.3.2-12: Afloramento em perfil de rocha vulcânica intemperizada da Formação Monte do Carmo (ponto 95). Na foto, estrias de arraste associadas ao plano de falha indicam movimento sinistral com topo para NW.	105
Figura 3.3.2-13: Afloramento em planta de arenito heterogêneo com influência vulcânica da Formação Monte do Carmo (ponto 167) bastante fraturado, marcado por falha transcorrente de direção 130° cuja cinemática é do tipo dextral e apresenta rejeito de escala centimétrico.	105
Figura 3.3.3-1: Fotomicrografias de tufo riolítico (lâmina TF-2018_XVII_67) em nicóis paralelos. Falhas e dobras de arraste microscópicas indicando movimento sinistral.	106
Figura 3.3.3-2: Perfis geológicos da área XVII, com indicação dos estereogramas correspondentes às foliações de cada unidade.	107
Figura 3.3.3-1: Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Monte do Carmo. Fonte: SIGMINE/ANM (outubro de 2018).	110
Figura 4.1.1-1: Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.	111
Figura 4.1.5-1: Mapa de substâncias requeridas junto à Agência Nacional de Mineração (ANM) da Área XVII. Fonte: SIGMINE/ANM (novembro de 2018).	114
Figura 4.2.2-1: Afloramento em lajedo de lateritos.....	116
Figura 4.2.3-1: Pedaco retirado de um dos estratos maciços de hematita da Fm. Pimenteiras.	116

Figura 4.2.4-1: Conglomerado da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo.	117
---	-----

Figura 5-1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo.	118
---	-----

Figura 5.1-1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.	119
--	-----

Figura 5.2-1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II.	120
---	-----

Figura 6-1: Comparação entre o mapa geológico desenvolvido pelo Projeto Monte do Carmo, o mapa desenvolvido por Gorayeb (2013) e o mapa confeccionado pela CPRM (Ribeiro & Alves, 2017).	125
---	-----

Sumário de Tabelas

Tabela 1.3.1-1: Tabela com as principais especificações do sensor PALSAR. Fonte: CNPM/EMBRAPA.	30
Tabela 1.3.3-1: Protocolo de preparação de amostras para determinação mineralógica por difratometria de raio-x.	32
Tabela 1.3.3-2: Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.	32
Tabela 1.3.3-3: Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.	33
Tabela 2.2.1-1: Unidades descritas, apresentando as idades e os autores.	47
<i>Tabela 2.2.1-1: Características dos principais domínios com base na assinatura magnéticas.</i>	<i>53</i>
Tabela 2.2.1-2: Características dos principais domínios gamaespectométricos.	57
Tabela 3.2.6-1: Resultados de análises geoquímicas das amostras de lateritos da área XVII (TF-2018_XVII_29 e TF-2018_XVII_29b).....	90

1. Introdução

O Projeto Monte do Carmo refere-se ao trabalho final de graduação do curso de Geologia da Universidade de Brasília e consiste em um mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 2.536 km², localizada na região central do estado do Tocantins. O nome do projeto faz referência ao município de Monte do Carmo, onde as atividades de campo foram realizadas, assim como o município de Porto Nacional.

A região do presente trabalho está inserida no contexto da Província Tocantins e do Lineamento Transbrasiliano, abrangendo parte da Faixa Araguaia e parte da borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. O projeto foi dividido em 19 subáreas, no qual o presente relatório irá apresentar os resultados obtidos no mapeamento pertencente a subárea XVII.

O trabalho ocorreu durante todo o ano letivo de 2018, sendo dividido em três etapas, a etapa pré-campo, campo e pós-campo, todas sob a orientação do Prof. Dr. Elton Luiz Dantas, coordenador do projeto, com o auxílio dos demais Professores Doutores: Natalia Hauser, Eliza I. N. Peixoto, Nilson F. Botelho, Elder Yokoyama, Suzan W. P. Rodrigues, Luís Gustavo F. Viegas, Adriana M. C. Horbe, Federico Cuadros e Jeremie Garnier.

O presente trabalho teve como objetivo a produção de um mapa geológico na escala 1:50.000, resultado da coleta, interpretação e integração de dados adquiridos pelas 19 áreas do Projeto Monte do Carmo.

Além da aplicação e integração do conhecimento adquirido durante a graduação, objetivou-se a complementação do conhecimento acerca da região que carece de mapas geológicos de maior detalhe e cuja evolução geológica e tectônica ainda é pouco compreendida, principalmente sobre a interação entre as Faixas Brasília e Araguaia e o papel do Lineamento do Transbrasiliano nessa área. Secundariamente, objetiva-se estudar a hipótese da continuidade do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás na área do Projeto.

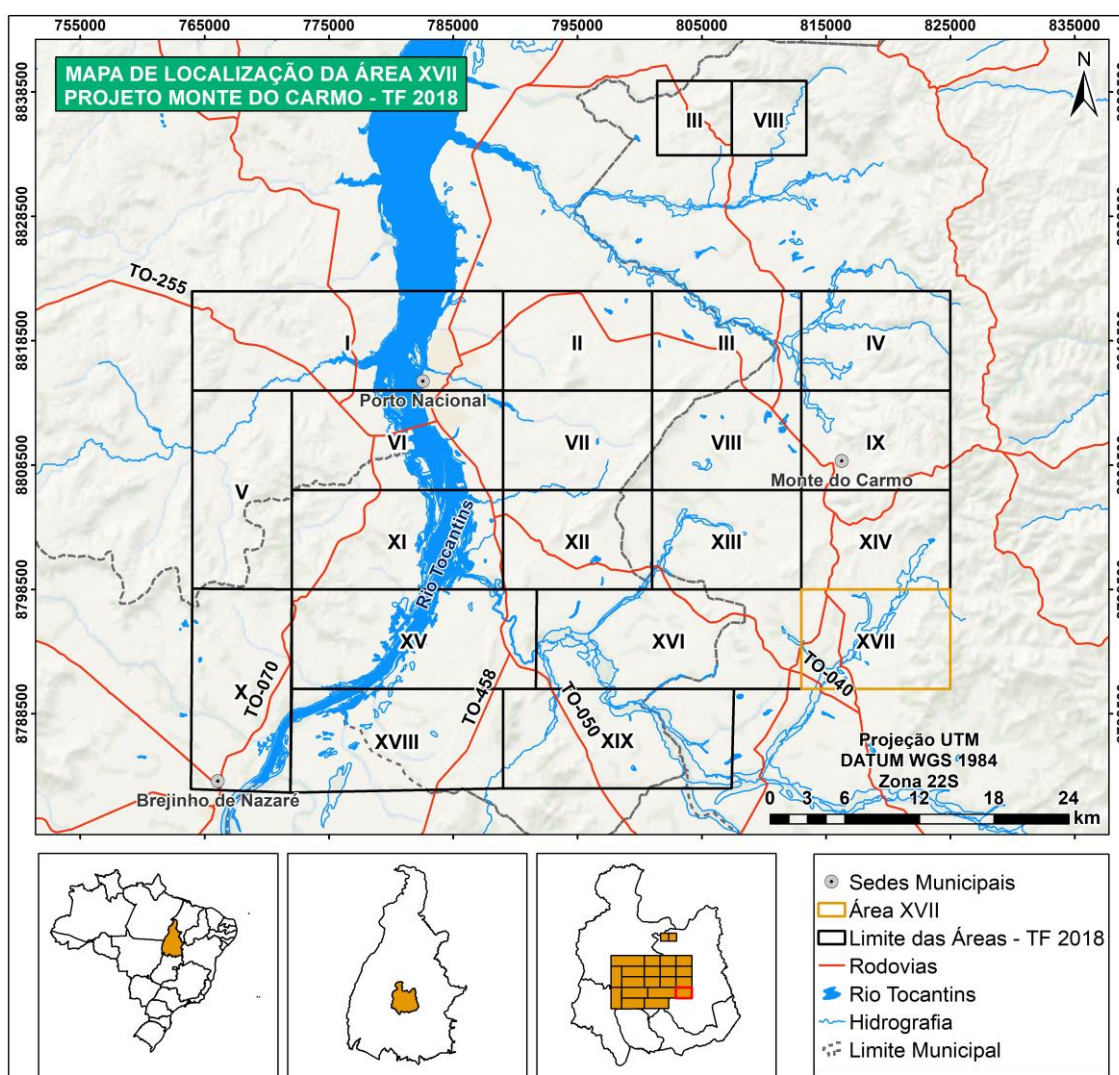
1.1. Localização e acessos

A área de estudo do Projeto Monte do Carmo (Figura 1.1.1-1) situa-se na porção central do estado do Tocantins, aproximadamente a 60 km de Palmas e

a 760 km de Brasília. A área de estudo abrange os municípios de Porto Nacional, Monte do Carmo, Silvanópolis, Ipueiras e Brejinho de Nazaré. Durante a etapa campo, a equipe do projeto utilizou a cidade de Porto Nacional como base.

A principal via de acesso à área de estudo saindo da Universidade de Brasília se dá pela BR-080, acessando posteriormente a BR-153, conhecida como rodovia Belém-Brasília, até a cidade de Aliança do Tocantins, seguindo depois a TO-070 até a cidade de Porto Nacional.

Figura 1.1.1-1: Mapa de Localização da Área XVII do Projeto Monte do Carmo.



1.2. Aspectos Fisiográficos

1.1.1 Clima

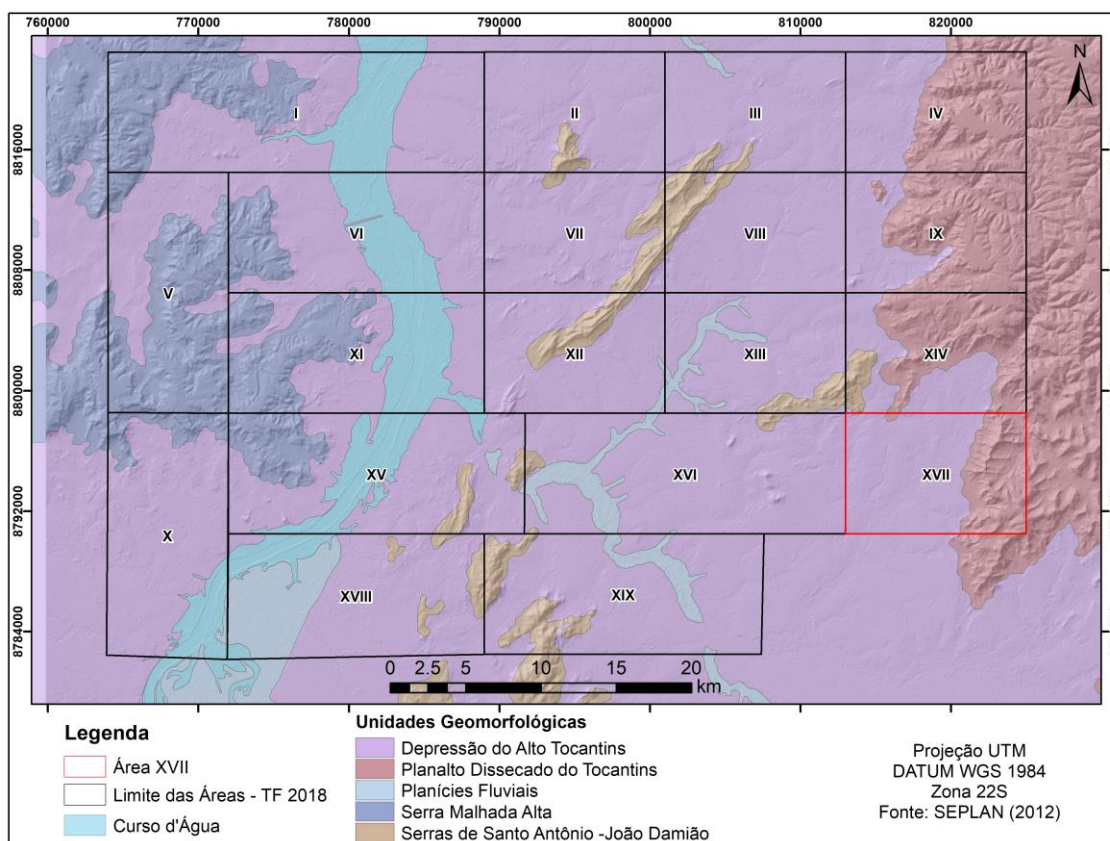
O estado do Tocantins é caracterizado por clima tropical semiúmido, com invernos secos e verões chuvosos. A precipitação média é de 2.000 mm por ano

e a temperatura média anual varia entre 25° e 29°C. A umidade relativa do ar apresenta média de 76% para todo o estado (LIMA *et al.*, 2000).

1.1.2 Geomorfologia

De acordo a Base de Dados Geográficos do Estado do Tocantins, atualizada em 2012 pela Secretaria de Planejamento e Orçamento do Estado do Tocantins (SEPLAN), a área do Projeto Monte do Carmo abrange as seguintes unidades geomorfológicas: Depressão do Alto Tocantins, Planalto Dissecado do Tocantins, Planícies Fluviais, Serra Malhada Alta e Serras de Santo Antônio – João Damião (Figura 1.1.2-1). Na subárea XVII observam-se apenas as Unidades Geomorfológicas Depressão do Alto Tocantins e Planalto Dissecado do Tocantins do Tocantins.

Figura 1.1.2-1: Unidades geomorfológicas na área de estudo do Projeto Monte do Carmo.

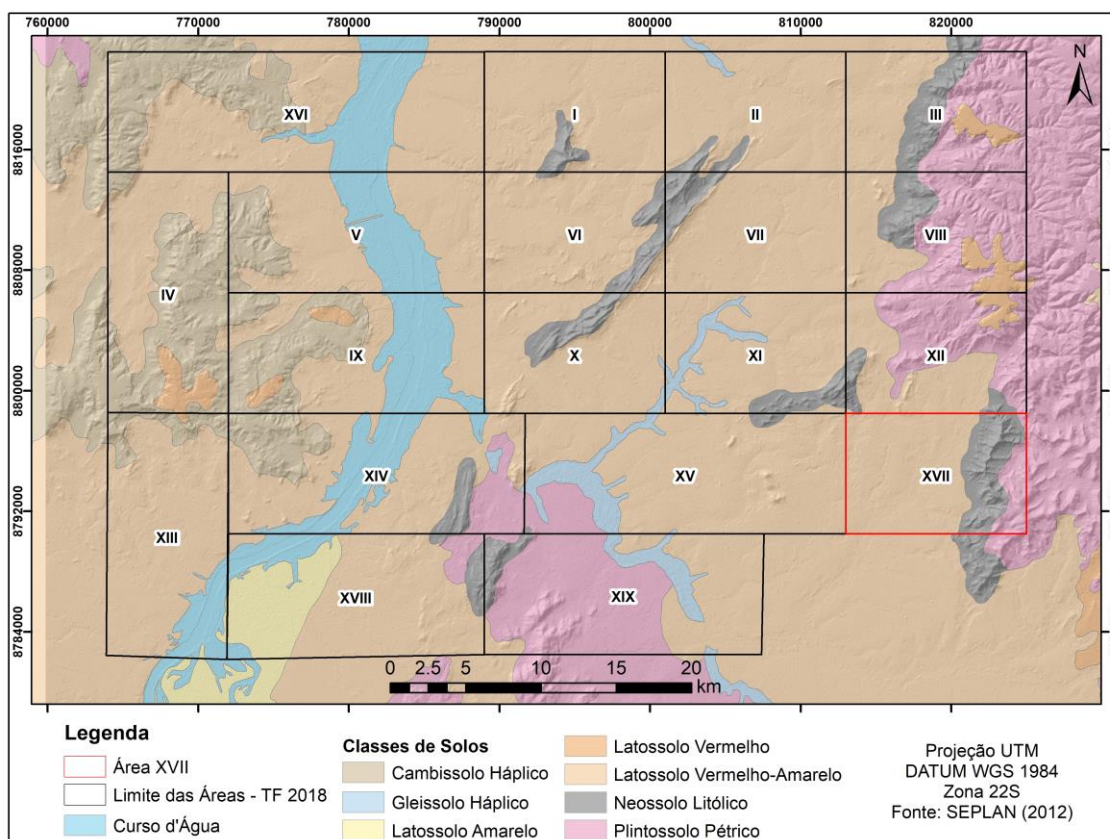


1.1.3 Pedologia

De acordo a Base de Dados Geográficos do Estado do Tocantins, atualizada em 2012 pela Secretaria de Planejamento e Orçamento do Estado do Tocantins (SEPLAN), a área do Projeto Monte do Carmo abrange as classes de solos: Cambissolo Háplico, Gleissolo Háplico, Latossolo Amarelo, Latossolo

Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo, Neossolo Litólico e Plintossolo Pétrico (Figura 1.1.3-1). Na área XVII observam-se somente Latossolos Vermelho-Amarelos, Neossolos Litólicos e Plintossolos Pétricos.

Figura 1.1.3-1: Classes de solo na área de estudo do Projeto Monte do Carmo.



Cambissolos Háplicos são solos pouco desenvolvidos, com horizonte B incipiente, pouco espessos e muitas vezes cascalhentos, que não tenha os critérios suficientes para serem enquadrados nas classes de Cambissolos Hísticos, Húmicos ou Flúvicos (EMBRAPA, 2013).

Gleissolos Háplicos são solos minerais e hidromórficos, que apresentam horizonte glei dentro de 50 cm a partir da superfície ou entre 50 e 150 cm se estiveram imediatamente abaixo de um horizonte A, E ou hístico (que não tenha espessura suficiente para satisfazer os critérios de Organossolos ou das classes de Gleissolos Tiomórficos, Sállicos ou Melânicos). Por serem solos hidromórficos, são solos que estão permanente ou periodicamente saturados por

água. São caracterizados por forte gleização devido ao ambiente redutor livre de oxigênio dissolvido (EMBRAPA, 2013).

Segundo o livro Sistema Brasileiro de Classificação de Solos da Embrapa (2013), os Latossolos são solos homogêneos, com pouca diferenciação entre os horizontes ou camadas, reconhecidos facilmente pela cor quase homogênea do solo com a profundidade. São solos profundos, bem drenados, com baixa capacidade de troca catiônica, textura média ou mais fina (argilosa ou muito argilosa) e com frequência são pouco férteis. Latossolos Vermelhos, Vermelho-Amarelos e Amarelos são diferenciados por suas colorações.

Neossolos Litólicos constituídos por material mineral ou por material orgânico com menos de 20 cm de espessura, que não apresentam nenhum horizonte B diagnóstico. Apresentam horizonte A ou hístico diretamente sobre rocha ou sobre horizonte C ou Cr (EMBRAPA, 2013).

Plintossolos Pétricos são solos constituídos por material mineral com horizonte litoplântico ou concrecionário iniciando em até 20 cm da superfície ou em até 200 cm quando precedidos de horizonte glei, A, E ou em outras situações específicas (EMBRAPA, 2013).

1.1.4 Vegetação

A vegetação do estado do Tocantins é caracterizada principalmente por cerrado típico, com árvores de pequeno a médio porte, além de mata ciliar que ocorre ao longo de drenagens (LIMA *et al.*, 2000).

1.3. Materiais e Métodos

O trabalho divide-se em três etapas principais: pré-campo, campo e pós-campo.

1.1.5 Etapa pré-campo

A etapa pré-campo reúne atividades da disciplina Preparação do Mapeamento Geológico Final durante o primeiro semestre do ano letivo foi constituída por revisão da bibliografia acerca da área de estudo, assim como a elaboração do Mapa Base utilizado na etapa campo e interpretações geofísicas e fotogeológicas.

A revisão bibliográfica sobre a área de estudo teve como objetivo a versão preliminar do capítulo de Geologia Regional desse relatório, envolvendo tanto a leitura de artigos científicos, como reuniões e palestras expositivas ministradas por professores do projeto e convidados que ocorreram uma vez por semana durante o primeiro semestre letivo.

A elaboração do Mapa Base na escala 1:50.000 envolveu o cruzamento de dados de altimetria, rede de drenagem, estradas e localidades dentro da área, utilizando imagens do satélite Landsat 8, *Google Basemap Imagery* e *Google Earth*, além da carta topográfica da Folha Porto Nacional SC.22-Z-B, em escala 1:100.000.

As interpretações geofísicas foram feitas a partir de produtos magnetométricos e gamaespectométricos gerados a partir dos Levantamentos Aerogeofísicos da Bacia do Parnaíba da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Enquanto as interpretações fotogeológicas foram feitas a partir de imagens de satélite Landsat 8 e de imagem SRTM, geradas a partir das diferenciações de padrões e densidades de rede de drenagens e quebras de relevo, resultando na separação da área em zonas fotolitológicas.

Dados aerotransportados (dados magnetométricos e aerogamaespectométricos) são ferramentas fundamentais no processo de mapeamento geológico, pois permitem a aquisição de informações muitas vezes inacessíveis devido à falta de afloramentos ou problemas de acesso em campo. Através dos métodos geofísicos, pode-se obter informações sobre o comportamento das rochas em profundidade, além do auxílio e facilidade na identificação de grandes estruturas, como feições estruturais e relações estratigráficas. O Projeto Monte do Carmo fez ampla utilização de dados de magnetometria e aerogamaespectrometria na etapa pré-campo e na etapa pós-campo, com o refinamento da interpretação e sua integração com os dados geológicos obtidos.

A magnetometria é um método potencial que utiliza equipamentos de alta precisão (magnetômetros) para medir o campo magnético na superfície da Terra. O método é baseado no contraste produzido pelas diferenças de

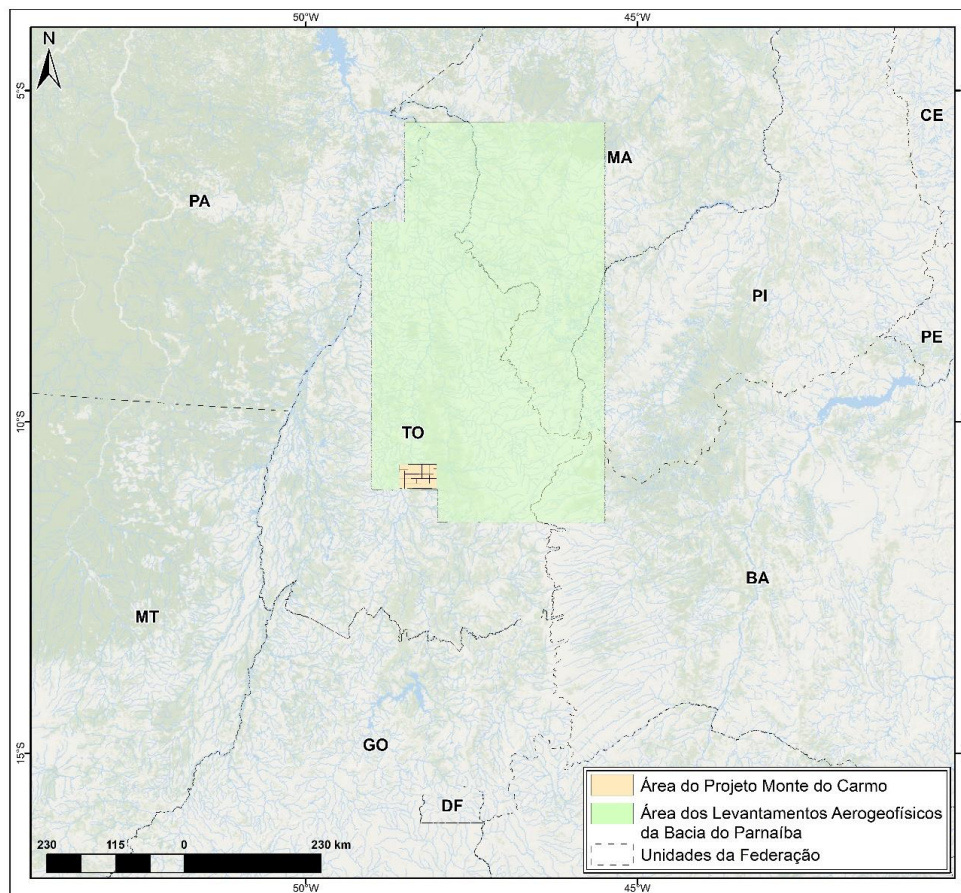
susceptibilidade magnética, no qual materiais de composição variada apresentam respostas distintas sob um mesmo valor de campo magnético. Tais variações são responsáveis pela criação de anomalias terrestres. Para se definir estas anomalias é necessário levar em conta apenas o Campo Magnético Anômalo (CMA), produzido pela concentração de minerais magnéticos nas rochas. A magnetita, ilmenita e pirrotita são os principais minerais que apresentam forte resposta ao método.

A aerogamaespectrometria é um método de análise química baseado no nível de energia de raios gama emitido pelo alvo após um bombardeamento por nêutrons de alta energia. O objetivo do método é identificar fontes rasas de emissão radioativa (até 50 centímetros) dos elementos potássio (K), urânio (U) e tório (Th), os únicos capazes de produzir radiação gama a níveis mensuráveis (Minty, 1997). Devido à limitação de alcance da gamaespectrometria, faz-se necessário a realização de uma análise detalhada da área mapeada, identificando a presença de sedimentos recentes e a intensidade da atuação de processos intempéricos e erosivos, fatores que podem prejudicar a interpretação dos dados obtidos caso não sejam levados em consideração.

1.1.5.1 Dados Aerotransportados

Os dados utilizados são originários do projeto “Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba” (PRNW) (Figura 1.1.5-1), executado pela parceria entre a Agência Nacional do Petróleo (ANP) e a Universidade de São Paulo (USP).

Figura 1.1.5-1: Localização do projeto aerogeofísicos utilizado (Fonte: Relatório do Projeto Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba).



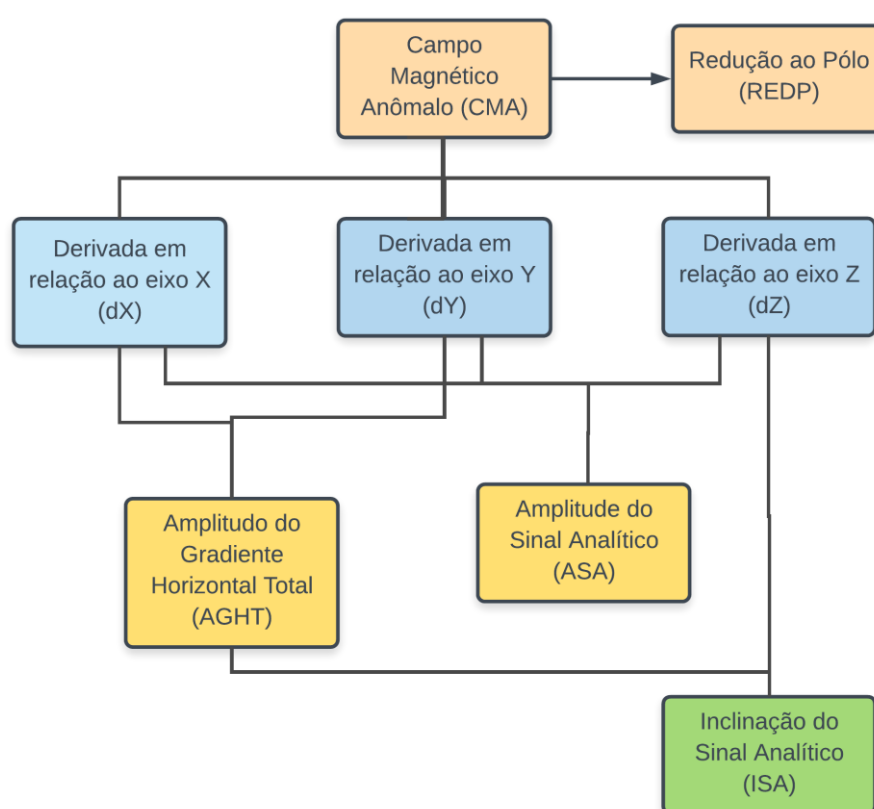
O Projeto PRNW utilizou duas aeronaves Cessna modelo C-208 B Caravan, equipadas com magnetômetro SCINTREX modelo CS-3, gamaespectrômetro PicoEnvirotec e sistema de navegação GPS, com receptor *Javad Euro* GD de dupla frequência e 12 canais. As linhas de voo tiveram espaçamento de 500 metros e direção N-S, com linhas de controle de 4 quilômetros e direção E-W. A altura de voo foi fixada em 100 metros, com velocidade média de 270 km/h. O intervalo entre medições magnéticas consecutivas foi de até 0,01 segundo e o de medições gamaespectrométricas foi fixado em 1,0 segundo. A área coberta pelo projeto foi de aproximadamente 240.000 km² e corresponde à porção sudoeste da Bacia do Parnaíba.

1.1.5.2 Processamento de dados aerotransportados

O processamento dos dados aerotransportados foi realizado pela Dra. Roberta Vidotti, docente do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

O software utilizado foi o Geosoft Oasis Montaj 7.1.5, sendo utilizados dados do PRNW. Foi gerado um *grid* de 125 x 125 metros, a partir da utilização do método Bigriding para a magnetometria e o método da mínima curvatura para a gamaespectrometria. A partir desse *grid*, foram geradas imagens magnetométricas e gamaespectrométricas da área, seguindo a rotina de processamento detalhada nos fluxogramas abaixo (Figura 1.1.5-2 e Figura 1.1.5-3).

Figura 1.1.5-2: Fluxograma de processamento para os dados magnetométricos utilizados no projeto.



Os principais produtos de dados magnetométricos utilizados na interpretação estão descritos a seguir.

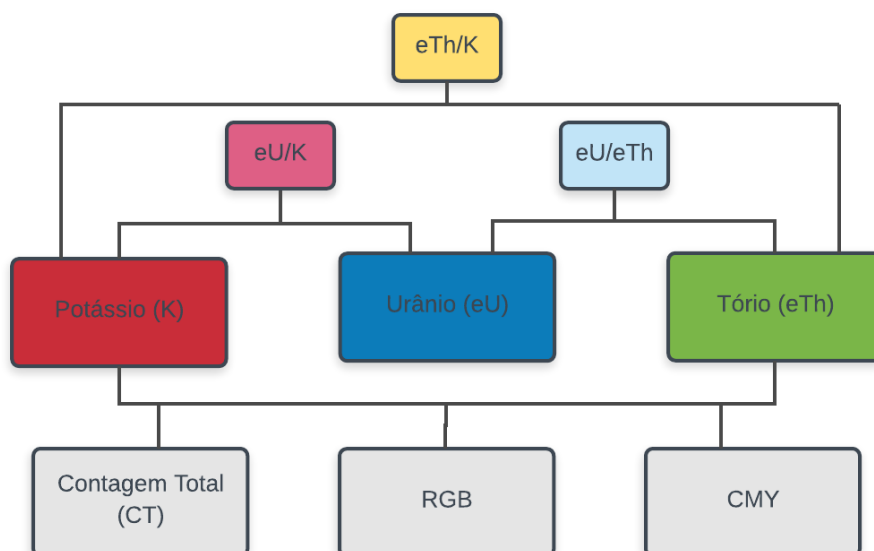
- Derivada Vertical (dZ): Filtro que amplifica a informação de comprimentos de ondas curtos em detrimento dos comprimentos longos, acentuando os gradientes nas bordas de corpos magnéticos rasos.
- Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT): É obtido através da raiz quadrada da soma dos quadrados de dX e dY, tende a revelar picos acima dos

limites das fontes causadoras de anomalias e pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedades físicas.

- Amplitude do Sinal Analítico (ASA): É obtido através da raiz quadrada da soma dos quadrados de dX, dY e dZ, e define parâmetros geométricos, como limites geológicos e profundidade dos corpos.

- Inclinação do Sinal Analítico (ISA): É obtido a partir da amplitude do gradiente horizontal total (AGHT) e da derivada vertical (dZ) e ajuda na estimativa do mergulho da fonte causadora.

Figura 1.1.5-3: Fluxograma de processamento para os dados aerogamaespectrométricos utilizados no projeto.



Os produtos de dados aerogamaespectrométricos utilizados na interpretação estão descritos a seguir.

- Potássio (K): Contagem total de potássio, dada em valor percentual (%).
- Tório (eTh): Contagem total de equivalente de tório em partes por milhão (ppm).
- Urânio (eU): Contagem total de equivalente de urânio em partes por milhão (ppm).
- eU/eTh: Razão entre os equivalentes dos elementos urânio e tório.
- eU/K: Razão entre o equivalente do elemento urânio e do elemento potássio.
- K/eTh: Razão entre o elemento potássio e equivalente do elemento tório.

- CT: Contagem total, com somatório dos isótopos dos três elementos, dada em porcentagem.
- RGB: Combinação ternária entre K, eTh e eU, dada nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente.
- CMY: Combinação ternária entre K, eTh e eU, nas cores ciano, magenta e amarelo, respectivamente.

1.1.5.3 Dados Orbitais

SRTM

O radar STRM (*Shuttle Radar Topography Mission*) viabiliza dados de imagens de forma gratuita por meio do endereço eletrônico da *United States Geological Survey* (USGS). Tais imagens são adquiridas e processadas com o objetivo de gerar um modelo de elevação de terreno com resolução espacial de 90 metros.

A partir da aquisição dessas imagens, realizou-se o processamento por meio do software Envi 5.3, por meio da união de imagens espacialmente vizinhas, objetivando a obtenção de uma única imagem que compreendesse a área do projeto em sua extensão total.

A etapa de extração e interpretação dos lineamentos foi realizada no software ArcGIS 10.3. O produto SRTM gerado fornece informações morfológicas e estruturais, por meio de bandas X, Y, K, Z, L e B, permitindo assim, a visualização e extração de lineamentos regionais e locais, além de sua compartimentação em zonas homólogas.

Landsat 8

A série Landsat faz parte do Programa de Levantamento de Recursos Terrestres da NASA e opera desde 1972, gerando imagens para disponibilização gratuita no endereço eletrônico da *United States Geological Survey* (USGS). Em 2013 foi lançado o satélite Landsat 8, construído pela *Orbital Sciences Corporation*, o qual possui dois sensores novos em comparação com o Landsat 7: o sensor espectral OLI e o sensor termal TIRS e 5 bandas espectrais adicionais. O Landsat 8 permite gerar imagens com resolução espacial de 15 metros coloridas por fusão digital.

O sensor OLI possui bandas espectrais para coleta de dados na faixa do visível, infravermelho próximo e infravermelho de ondas curtas, além de uma banda pancromática. As Imagens OLI/Landsat 8 (path = 22, row = 67 e path = 222, row = 68) foram obtidas na plataforma *Earth Explorer* da USGS, com nível de processamento L1TP e data de aquisição 17/09/2017.

O processamento dessas imagens foi realizado por meio do software Envi 5.3 e se deu a partir da utilização da ferramenta mosaico, com duas cenas de imagem, e posteriormente a aplicação de um recorte para área do projeto, além de correção atmosférica (*Dark Object Subtraction* - DOS), tendo como produto uma imagem ótica com resolução espacial de 30 metros. Posteriormente, realizou-se fusão *Gram-Schmidt* da banda pancromática com as bandas multiespectrais objetivando resolução espacial de 15 metros.

As principais composições deste produto viabilizaram a visualização de imagens em falsa cor, qual destaca a atividade urbana.

ALOS/PALSAR

O satélite ALOS foi lançado em 2006 pela *Japan Aerospace Exploration Agency* – JAXA, no centro espacial de Tanegashima (Japão). Três sensores estiveram a bordo do ALOS: o radiômetro PRISM, o radiômetro multiespectral AVNIR-2 e o sensor de microondas PALSAR.

O sensor PALSAR (Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar), utilizado no presente trabalho, é um sensor de microondas ativo que opera na frequência da banda L, capaz de obter imagens diurnas ou noturnas e em quaisquer condições atmosféricas (Tabela 1.1.5-1). Foi desenvolvido pela *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) em parceria com a *Japan Resources Observation System Organization* (JAROS) e derivou-se da tecnologia que esteve a bordo dos satélites JERS-1.

Tabela 1.1.5-1: Tabela com as principais especificações do sensor PALSAR. Fonte: CNPM/EMBRAPA.

Sensor	Canais/ Bandas Espectrais	Frequência	Compr. de Onda	Ângulo de Visada	Polarização	Resol.ução Espacial	Resolução Temporal	Resolução Radiométrica	Área Imageada
PAL SAR	Fine - single	1270 MHz (Banda L)	s.d.	8° - 60°	HH ou VV	7 - 44 m	s.d.	5 bits	40 - 70 km
	HH+HV ou VV+VH				14 - 88 m				
	ScanSAR			18° - 43°	HH ou VV	100 m		3 a 5 bits	250 - 350 km
	Polarimetric			8° - 30°	HH+HV+ VH+VV	24 - 89 m			20 - 65 km
s.d. = sem dados/informações									

As imagens DEM foram extraídas da plataforma *Alaska Satellite Facility* apresentando uma resolução espacial de 12,5 metros (alta resolução). Tais imagens foram processadas por meio do software Envi 5.3, onde obteve-se o produto de relevo sombreado, a partir da ferramenta *hillshade image* (ângulo de elevação do sol = 45° e ângulo azimuth com sol = 315°) que auxiliou na interpretação das características morfológicas. Posteriormente, foi realizado um sinergismo com este produto e a imagem ótica multiespectral Landsat, gerando um produto com características físico químicas e morfológicas, sendo possível extrair elementos como rede de drenagens, estruturas de contorno, alinhamentos e lineamentos.

Google Earth

Outros dados orbitais utilizados na etapa pré-campo foram as imagens do software *Google Earth Pro*, que auxiliaram na análise da vegetação, relevo, principais drenagens da região, bem como localização de fazendas e principais vias de acesso à subárea XVII.

1.1.6 Etapa Campo

Etapa realizada entre os dias 1 e 21 de julho de 2018 resumida em mapeamento geológico de detalhe, com caminhamentos diários previamente estruturados perpendicularmente às anomalias geofísicas e zonas fotolitológicas determinadas na etapa pré-campo. Foram utilizados nessa etapa o Mapa Base e os mapas de produtos geofísicos, além das imagens do satélite *Landsat 8* e *Google Basemap Imagery*, com auxílio de GPS em campo.

A sistemática de campo foi realizada a partir da descrição de afloramentos com a coleta de amostras e medidas estruturais para análises petrográficas na

etapa pós-campo e o resultado obtido é um mapa geológico integrado preliminar em escala 1:50.000.

1.1.7 Etapa pós-campo.

A etapa pós-campo foi realizada após a etapa campo, durante o segundo semestre do ano letivo de 2018, visando o aprimoramento, integração e interpretação de todos os dados obtidos durante a etapa pré-campo e campo. Essa etapa é constituída pela descrição de lâminas petrográficas, análises mineralógicas e geoquímicas, integração e interpretação de dados de medidas estruturais e pela confecção de um modelo de evolução geológica e tectônica da área do Projeto Monte do Carmo, além da resolução dos questionamentos propostos na Introdução.

O produto final dessa etapa é esse Relatório de Trabalho Final, com as versões finais do Mapa Geológico da Área XVII e do Mapa Integrado do Projeto Monte do Carmo.

1.1.7.1 Mineralogia e Geoquímica

Difratometria de Raios-X

A análise por DRX foi realizada no Laboratório de Raios-X IG/UnB, no difratômetro RIGAKU – ULTMA IV, operando com tubo de cobre e filtro de níquel, sob 35 kV e corrente de 15 mA, velocidade da varredura de 2°/minuto e passos de 0,05°. As Análises foram realizadas no intervalo 2 θ a 40° e o processo consistiu em três varreduras: uma da argila normal, com etileno glicol e por fim com glicerol.

A composição mineralógica de amostra total e da fração argila foi determinada por Difratometria de Raio-X no aparelho Rigaku D-MAXB com radiação em tubo de CuK α e velocidade de varredura de 2°/min, intervalo de medida de 0,05° e intervalo de varredura de 2 a 65°. A preparação de amostras (rocha total e fração argila) seguiu as técnicas de rotina do Laboratório de Difratometria de Raio-X do Instituto de Geociências da UnB (Tabela 1.1.7-1).

Tabela 1.1.7-1: Protocolo de preparação de amostras para determinação mineralógica por difratometria de raio-x.

Determinação mineralógica
1 - Macerar a amostra, dispor em lâmina para amostra total e proceder para leitura em equipamento;
2 - Extração da fração argila pelo método de sedimentação (Lei de Stokes), orientar a amostra em lâmina e proceder para leitura no equipamento;
3 - Após a leitura da fração argila, solvatar com etileno glicol por 12h e proceder para leitura no equipamento;
4 - Após leitura, fazer o tratamento térmico a 490°C por 4h30min e proceder para leitura no equipamento.

Após análise das amostras, os difratogramas gerados foram interpretados e os minerais foram identificados com apoio do *software* JADE 9.0 da MDI, que dispõem de rotinas de busca automática de picos e pesquisa de possíveis minerais no banco de dados PC-PDF (Powder Diffraction File – PDF para PC/ICDD).

Geoquímica de Elementos Maiores e Traços

a) Perda ao Fogo (PF)

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (Tabela 1.1.7-2).

Tabela 1.1.7-2: Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.

Determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis
1 - Pesar o cadinho de porcelana vazio (Mcv)+ 1,0000 ± 0,0001g de amostra (Ma);
2 - Queimar por 8h em forno mufla a 500°C;
3 - Esfriar em dessecador e obter o peso (Mf);
4 - Calcular a porcentagem de PF pela fórmula: $[(Mcv + Ma) - Mf] * 100 / Ma$;
5 - Repetir os passos de 2 a 4. Considerar a PF efetiva caso a diferença de uma queima para outra não ultrapassar 2%. Caso seja maior repetir os passos de 2 a 4.

b) Digestão das Amostras

Em laboratório limpo, as amostras de rochas, assim como as crostas laterítica foram digeridas seguindo o protocolo abaixo, Tabela 1.1.7-3, com mistura ácida (HF, HCl, HNO₃) e H₂O₂ em savilex® e utilização de chapa quente e capela de exaustão.

c) Determinação Química

As soluções coletadas obtidas em laboratório por digestões foram analisadas para a determinação da concentração de elementos maiores e de alguns traços por ICP-OES (Agilent 5100 Dual-View no Laboratório de Geoquímica da UnB).

Tabela 1.1.7-3: Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.

Etapa	Procedimento
1	Pesa-se a amostra de forma a obter 0,1 g.
2	Adição de 4 ml de HF + 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 36 horas.
3	Após a evaporação à 90 °C, adição de 3 ml de HCl 6 M+ 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 48 horas. Após esta etapa, se ainda houver matéria orgânica não dissolvida, adiciona-se 2 ml de H ₂ O ₂ + 2 ml de HNO ₃ à frio por 24 horas e mais 12 horas a 120 °C. Se a dissolução total ocorrer passa-se para a etapa 4. Caso contrário, adiciona-se pequenas alíquotas de 0,5 ml de H ₂ O ₂ em chapa quente à 60 °C com cuidado e atenção para evitar o desprendimento de gases de forma vigorosa. Prossegue-se esta etapa até a completa eliminação da matéria orgânica.
4	Após evaporação à 90 °C, adição de 2 ml de HCl 6M à 120 °C por 24 horas.
5	Após evaporação à 90 °C, adição de 1 ml de HCl 6M à 120 °C por 8 horas.
6	Após evaporação à 90 °C, o resíduo foi solubilizado em solução de HCl 2M e diluído ate obter volume final de 25ml.

Microsonda Eletrônica

As análises foram realizadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230, sob voltagem de 15kV e corrente de 1,5 mA; o tempo de contagem de 10 a 20 segundos conforme o elemento e o foco de aproximadamente 01 µm. Os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P (ferro assumido como Fe²⁺) determinados sobre lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono.

2. Geologia Regional

2.1. Introdução

O Projeto Monte do Carmo retrata as principais características das diferentes formações geológicas existentes na região, contribuindo para um melhor entendimento a respeito do arcabouço geológico regional e levantando questionamentos em relação à história geológica da região. Desta forma, o presente capítulo foi desenvolvido a partir de amplas revisões bibliográficas para apresentar os principais aspectos estratigráficos, estruturais, geofísicos, geocronológicos, sedimentológicos, ígneos e metamórficos das principais unidades aflorantes na região.

As primeiras investigações realizadas na região de Porto Nacional e Monte do Carmo remetem aos projetos Araguaia (Ramos & Barbosa, 1967), Letos (Costa *et al.*, 1976) e RADAMBRASIL (Cunha *et al.*, 1981). Com a metodologia pautada essencialmente no uso de fotografias aéreas e reconhecimento de campo, foram construídas as primeiras sínteses geológicas e propostas hipóteses do entendimento tectônico regional da Província Tocantins, cujos resultados foram publicados por Costa (1982), Costa *et al.* (1984) e Gorayeb (1996). Costa *et al.* (1984) individualizaram as demais unidades litoestratigráficas, tomando como base mapeamentos geológicos realizados pela Universidade Federal do Pará (UFPA), bem como reconhecimentos de campo de Barbosa *et al.* (1966) e dados geofísicos. O até então chamado de Complexo Goiano (Cunha *et al.* 1981) foi desmembrado em diversas outras unidades granulíticas, gnáissicas, graníticas e vulcano-sedimentares. Apoiado por algumas poucas datações radiométricas, Costa *et al.* (1984) apontaram ainda uma evolução geológica policíclica para a região, envolvendo os eventos tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro (Hasui *et al.*, 1980).

Interpretações aerogeofísicas realizadas por Haralyi & Hasui (1985) propiciaram o surgimento dos primeiros modelos tectônicos envolvendo colisão de blocos crustais arqueanos. Por sua vez, baseado em dados químicos, datações radiométricas e geotermobarometria, Gorayeb (1996) propõe idade paleoproterozóica para o Complexo Porto Nacional. Recentemente, Arcanjo *et*

al., (2013), Gorayeb *et al.*, (2013) e Pinheiro *et al.*, (2011) continuaram a contribuir com dados radiométricos, ampliando o conhecimento geológico da região.

2.2. Contexto tectônico e estratigráfico

A área em estudo abrange a borda sudoeste da Bacia do Parnaíba e está inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da Faixa Brasília e a porção meridional da Faixa Araguaia (Figura 1.1.7-1). Fora da área, a leste, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazonas.

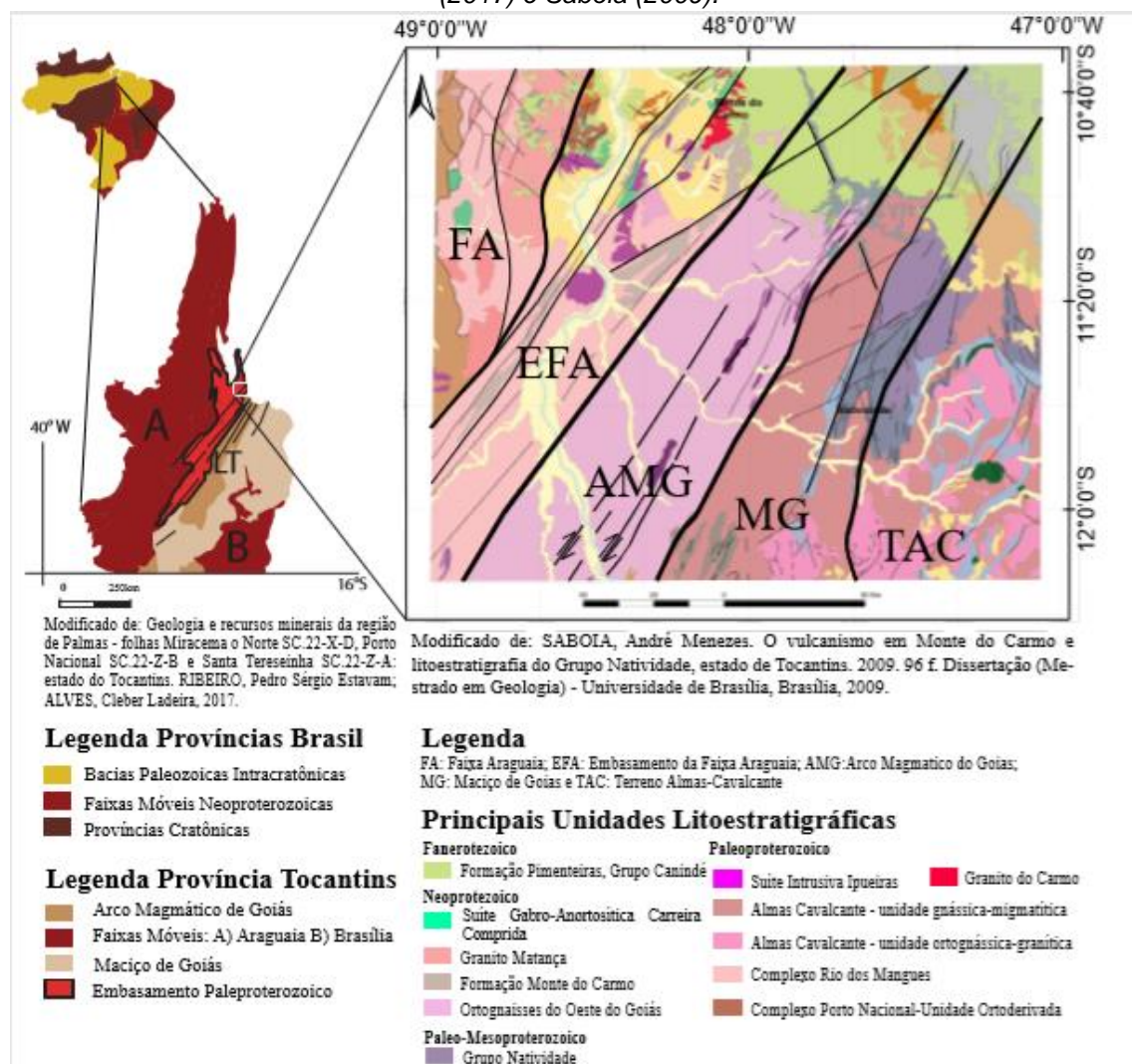
A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Foi definida por Almeida *et al.*, (1977) e Hasui *et al.*, (1984) como uma compartimentação geotectônica decorrente da amalgamação dos Crátons Amazonas, São Francisco e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente Gondwana, durante a Orogênese Brasileira ao longo do Neoproterozóico e Eocambriano. Tal colisão resultou na formação dos cinturões de dobras e cavalgamentos das Faixas Brasília, Araguaia e Paraguai.

A **Faixa Brasília** é um sistema de dobras e cavalgamentos neoproterozóicos que ocupa a porção leste da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981, Fuck, 1994, Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Marini *et al.*, 1984b). Esta faixa tem ocorrência nos estados do Tocantins, Goiás, Minas Gerais e Distrito Federal, e se estende por cerca de 1100 km da direção N-S (Pimentel *et al.* 1998, 2000, 2004). A **Faixa Araguaia**, localizada na porção setentrional da Província Tocantins, possui orientação N-S e vergência das estruturas em direção ao Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.*, 2000).

Na região de Porto Nacional-Natividade, entre a faixa Brasília e faixa Araguaia, o Lineamento Transbrasiliano (LTB) é a principal feição estrutural observada (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975) e é o responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento paleoproterozóicas granito-gnáissicas, além das unidades meso-neoproterozóicas (Gorayeb *et al.*, 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada NE20-50SW, provavelmente de idade paleoproterozóica, que foram posteriormente reativadas em regime

rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozóico (Costa *et al.*, 1984, 1988a; Hasui *et al.*, 1984; Costa, 1985; Gorayeb *et al.*, 1988). O LTB na Província Tocantins apresenta orientação N35E e é bem caracterizado por foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de *boudins* dispostos no plano da foliação milonítica (Dantas *et al.*, 2007). Os critérios cinemáticos e elementos estruturais indicam movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (Hasui e Mioto, 1988; Strieder *et al.*, 1994).

Figura 1.1.7-1: Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo. Fonte: Modificado de Ribeiro (2017) e Saboia (2009).



2.1.1 Litoestratigrafia e Geocronologia

Com o intuito de organizar a apresentação do trabalho, serão descritas a seguir as unidades existentes na região do Projeto Monte do Carmo, a partir de critérios geocronológicos, descrevendo das unidades mais antigas para as mais recentes.

A unidade geotectônica mais antiga presente na região é o **Complexo Granulítico Porto Nacional** (CGPN), definido por Costa *et al.*, (1982) e incluído no Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional por Gorayeb *et al.*, (2000a). O Complexo é constituído por rochas com protólitos de idades próximas a 2.14 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000b), disposta em faixa de orientação NE-SW e largura aproximada de 35 km, tendo parte recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Gorayeb, 1996). Apresenta rochas metamórficas ortoderivadas e paraderivadas que atingiram fácies granulito e se reequilibraram posteriormente em condições metamórficas de menor grau. Os principais litotipos são granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e raros charnockitos e granitos peraluminosos (Gorayeb, 1996; Chaves *et al.*, 2008).

Gorayeb (1996) descreve a **Formação Morro do Aquiles**, definida primeiramente por Costa *et al.* (1982) como uma unidade do Terreno de Alto Grau Metamórfico Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas com ortognaisses e anfibolitos (Sachett, 1996; Gorayeb *et al.*, 2013). A Formação aflora principalmente entre as cidades de Porto Nacional e Brejinho de Nazaré, em uma faixa com direção NE-SW e, em faixas de menor extensão, junto a granulitos, anortositos e granitóides miloníticos (Gorayeb, 1996). As rochas desta Formação encontram-se localmente truncadas pelos corpos da Suíte Lajeado ou limitadas por falhas, gerando contatos tectônicos com as formações mais novas do Fanerozóico.

Costa *et al.*, (1983) definiu o **Complexo Rio dos Mangues** para caracterizar um grupo de rochas metassedimentares e metamáficas que afloram na região de Paraíso do Tocantins, a oeste do Rio Tocantins. Segundo Hasui *et al.*, (1984), o Complexo é formado por rochas calcissilicáticas, ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, anfibolitos, micaxistos, quartzitos e paragnaisses aluminosos. Frasca *et al.*, (2010) e Ribeiro & Alves (2017) descrevem a unidade composta por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, ortoquartzitos anfibolitos, micaxistos e rochas calcissilicáticas. O Complexo ocorre em uma faixa em direção N-S com largura de 30 a 40 km, estendendo até a região de

Gurupi (Arcanjo *et al.*, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). O **Granito Serrote** é inserido nesta unidade como um conjunto de corpos graníticos leucocráticos datado em 1,86 Ga e com idades modelo T_{DM} entre 2,43 e 2,50 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013). Baseado em dados geocronológicos de Rb-Sr, Barradas (1993) propõe idade em torno de 2,1 Ga. Estudos mais recentes, com base em idades entre 2,05 e 2,08 Ga (Pb-Pb) com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -1,04 e +2,4 e idades modelo T_{DM} entre 2,21 e 2,35 Ga, interpretaram o Complexo como originado predominantemente a partir de material juvenil paleoproterozóico em ambiente tectônico envolvendo crosta oceânica e interação de núcleos siálicos mais antigos (Arcanjo & Moura, 2000; Arcanjo, 2002; Arcanjo, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). Estudos geocronológicos realizados por Fuck *et al.* (2002) forneceram idades U-Pb de zircões entre 2,13 e 2,14 Ga com valores positivos de ϵ_{Nd} , de +0,86 a +2,40 e idades modelo T_{DM} entre 2,0 e 2,3 Ga, que também indicam caráter juvenil.

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas, com idades variando entre paleoproterozóicas e neoproterozóicas. Os eventos magmáticos granitogênicos ocorridos no Paleoproterozóico, responsáveis pela formação das suítes, são interpretados como uma resposta ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final do Ciclo Transamazônico. Dentre elas, pode-se citar a **Suíte Intrusiva Ipueiras**, caracterizada inicialmente como a composição de sete corpos graníticos e rochas vulcânicas associadas cogenéticas (Bezerra *et al.*, 1981). Posteriormente, foi reclassificada por Chaves e Gorayeb (2007) em quatro plútons graníticos paleoproterozóicos: Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo. Segundo Chaves (2008), estes corpos têm caráter subalcalino e peraluminoso, com assinatura geoquímica de granitos anorogênicos e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircões pelo método Pb-Pb, Chaves e Gorayeb (2007) definiram a idade de cristalização desses corpos graníticos em terrenos gnáissicos e granulíticos em torno de 2,08 Ga. Valores de $\epsilon_{Nd}(2,08 \text{ Ga})$ entre +2,5 e +2,9 e idades modelo Sm-Nd com valores de T_{DM} entre 2,19 a 2,15, indicam curto tempo de residência crustal para a rocha fonte da qual derivou-se esse magmatismo granítico. Os valores de ϵ_{Nd} indicam contribuição mantélica na formação desses granitos, conferindo a eles um caráter juvenil. Saboia (2009) fez uma correlação entre o Granito do Carmo e a Suíte Intrusiva Santa Rosa baseada na similaridade de idade, dos padrões de ETR e dos

elementos traços. O referido autor propôs que essas unidades foram geradas a partir de acreção juvenil paleoproterozóica durante a fase tardia do Evento Transamazônico.

Outra suíte de idade paleoproterozóica foi definida por Cunha *et al.* (1981) como **Suíte Serrote**. Esta Suíte é caracterizada por um batólito granítico como parte do Complexo Goiano. O corpo é caracterizado por ter uma forma alongada segundo a direção NNE-SSW (18 km de comprimento e 14 km de largura) e por ser alojado em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Além disso, *stocks* de monzogranitos e sienogranitos compõem a suíte, segundo Costa *et al.* (1983). Os estudos geocronológicos feitos por Moura & Souza (1996) conferiram idades de 1,8 Ga em zircão pelo método Pb-Pb. Arcanjo (2002) obteve valores de ϵ_{Nd} entre -6,01 e -5,21 e idades modelo entre 2,5 e 2,43 Ga.

A **Suíte Vulcânica Santa Rosa** também faz parte das suítes paleoproterozóicas presentes na área. Esta suíte é caracterizada por uma sequência de rochas vulcânicas ácidas (riolitos, dacitos) e piroclásticas, como tufos e brechas, com baixo grau metamórfico. Os estudos geocronológicos, realizados por Sachett *et al.* (1996) determinaram idades de 2,1 Ga por meio do método de U-Pb; e Saboia *et al.* (2009) obtiveram idades semelhantes pelo método U-Pb, 2,08 Ga, além de valores positivos de ϵ_{Nd} e idades modelo T_{DM} entre 2,11 e 2,12 Ga que definem uma fonte mantélica paleoproterozóica com forte influência continental em níveis crustais pouco profundos.

A compartimentação tectônica de Porto Nacional-Monte do Carmo relacionada ao LTB se divide entre as classificações dos autores Gorayeb (1996) e Praxedes (2015). Gorayeb (1996) faz sua abordagem entre Porto Nacional-Monte do Carmo e Nova Rosalândia, que apresenta predominantemente terrenos granulíticos de origens orto e paraderivadas, além de terrenos gnáissicos, sendo os já descritos Complexo Granulítico Porto Nacional e Complexo Rio dos Mangues, e suas respectivas relações de surgimento na Zona de Cisalhamento Porto Nacional. Já Praxedes (2015) tem sua área localizada desde Dianópolis-TO até Pindorama-TO, fazendo uma abordagem de correlação através da geocronologia, da geofísica e da geologia, a fim de caracterizar o embasamento da Faixa Brasília e sua relação espacial envolvida com o LTB na porção centro sul do Tocantins.

O **Lineamento Transbrasiliano** é uma estrutura de primeira ordem que atuou em todas as unidades pretéritas, gerando estruturas de segunda e terceira ordens, remobilizando todo o conjunto de rochas existentes entre as faixas móveis Brasília, Paraguai e Araguaia, colocando lado a lado unidades que não necessariamente foram geradas naqueles locais.

Ao longo do LTB, ocorrem as rochas relacionadas ao **Arco Magmático de Goiás**, que é descrito como um terreno jovem localizado na porção oeste da Faixa Brasília, representando um expressivo episódio de acreção de crosta juvenil neoproterozóica durante a formação do supercontinente Gondwana (Pimentel & Fuck, 1992). É composto por sequências metavulcanossedimentares associadas a ortognaisses tonalíticos a graníticos. Sua evolução começou há aproximadamente 900 Ma como arco de ilha interoceânico (Pimentel & Fuck, 1992), com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (Cordani *et al.*, 2013). Ribeiro e Alves (2017) consideram a Formação Monte do Carmo como a extensão a nordeste do Arco Magmático de Goiás.

Existem controvérsias sobre o posicionamento do **Maciço de Goiás** (MG) no contexto tectônico da Província Tocantins. O Maciço de Goiás é uma unidade geotectônica constituída essencialmente por: (I) terrenos arqueanos-paleoproterozóicos de complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG e greenstone belts metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito inferior (Jost *et al.*, 2013) e (II) complexos máficos ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) associados a sequências vulcanossedimentares (Correia *et al.*, 1997). Diversos autores propõem que o Maciço de Goiás teria sido amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante a orogenia neoproterozóica (Jost *et al.*, 2013). No entanto, trabalhos recentes reinterpretam a história evolutiva do maciço, e sugerem que a acreção desse micro continente com a Faixa Brasília teria ocorrido durante o Paleoproterozóico (Cordeiro e Oliveira, 2017).

Segundo Soares (2005), os valores médios de velocidade da onda P (VP) e VP/VS (velocidade da onda S) da Faixa Araguaia, do Arco Magmático de Goiás, do Maciço de Goiás e sob o cinturão de dobras e empurrões a oeste do Cráton do São Francisco indicam crosta de composição félsica, exceto para a

camada inferior da crosta inferior do domínio da Faixa Araguaia. Os dados possibilitaram separar a raiz máfica-ultramáfica dos terrenos do Arco Magmático de Goiás e apontar suturas neoproterozóicas relacionadas à subducção da placa do São Francisco para oeste e do Amazonas para leste durante a formação da Província Tocantins. Estes resultados mostraram que a anomalia gravimétrica positiva do Brasil central é gerada pela ascensão do manto neoproterozóico sob a crosta mais fina do Arco Magmático de Goiás.

A **Formação Monte do Carmo** foi proposta por Costa *et al.* (1976), como uma sequência vulcanossedimentar composta por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e máficas, além de pacotes de arenitos, siltitos, ardósias, grauvacas, conglomerados e arcóseos. O pacote de rochas vulcânicas foi subdividido em duas sequências, conforme a compartimentação proposta por Saboia *et al.* (2009) e Braga *et al.* (2008): (I) Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinha composta por basaltos, gabros e andesitos e (II) Sequência Pedra Furada, composta por riolitos, dacitos e rochas piroclásticas félsicas com tufo e brechas. As Idades modelo TDM obtidas por Saboia (2009) variam entre 1,91 e 0,86 Ga, indicando que a Formação Monte do Carmo foi derivada de fontes paleo- a neoproterozóicas. Ribeiro e Alves (2017) obtiveram idades U-Pb em brecha vulcânica e basalto andesítico de 643 ± 10 Ma e $588,8 \pm 8,6$ Ma, respectivamente. Frasca *et al.* (2010) e Saboia (2009) interpretam o ambiente de formação da sequência relacionando-o à abertura de um rifte continental.

Uma questão que permanece em aberto é a correlação entre a Formação Monte do Carmo e o Grupo Natividade. O **Grupo Natividade** foi distinguido inicialmente por Moore (1963) e denominado Série Natividade por Hasui *et al.* (1984). Foi definido por Costa *et al.* (1976) como um grupo constituído por uma sequência metassedimentar polideformada e metamorfozizada em fácies xisto verde baixo. O grupo aflora de forma descontínua na região de Porto Nacional e Natividade-Almas (Saboia, 2009), sustentando serras e elevações de direção NE-SW a sudeste de Porto Nacional, na Serra Manoel do Carmo, e a sul-sudoeste de Monte do Carmo (Costa *et al.*, 1984 e Gorayeb, 1996). A unidade compreende quartzitos puros e micáceos intercalados com níveis de conglomerados polimíticos, filitos, mármore dolomíticos e ardósias, com

frequentes estruturas sedimentares primárias, como marcas de onda, estratificação plano-paralela e cruzada tabular (Gorayeb, 1996). A ausência de intercalações de rochas vulcânicas não permite definir idade precisa para o Grupo Natividade, porém, Marques (2009) discute a correlação do Grupo Natividade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, que recebeu a deposição do grupo homônimo. Pimentel *et al.* (1991) atribuíram idade de 1771 ± 2 Ma (U-Pb) para a cristalização de riolitos que ocorrem na base da Formação Arraias, interpretando tal dado como a idade deposicional do Grupo Araí. Essas considerações colocam o Grupo Natividade como integrante dos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga).

Em relação ao magmatismo neoproterozóico na região de Porto Nacional, Gorayeb (1996) descreveu a existência de outras suítes no final do Neoproterozóico (em torno de 540 Ma) com associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas. Dentre elas, destaca-se a **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**, a qual foi definida por Gorayeb (1996) como composta por um plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25 km de comprimento e de 8 a 10 km de largura. Esta suíte encontra-se inserida na Zona de Cisalhamento dúctil de Porto Nacional, encaixada em xistos da Formação Morro de Aquiles. Os dados geocronológicos deram idades de 2,07 Ga em cristais de zircão pelo método de evaporação de Pb (Gorayeb e Moura, 2001). Porém, Lima *et al.* (2008) consideram que essa idade corresponde a idades de zircões herdados de um material crustal mais antigo. Esses autores dataram as rochas máficas pelo método U-Pb em zircão e encontraram idades de 526 Ma e 533 Ma, além de obter uma idade modelo de 2160 Ma e valores de ϵ_{Nd} variando entre -7 e -12,24. A idade modelo é compatível com a contribuição de rochas pertencentes ao embasamento formado pelas rochas dos Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional.

A **Suíte Aliança**, também de idade neoproterozóica, foi definida por Frasca (2010) como um conjunto de granitos, granodioritos e tonalitos peraluminosos, de idade em torno de 600 Ma. A suíte é composta por dois corpos intrusivos distintos: o tonalito-granodiorito Aliança e o tonalito Serra do Tapuio (Bizzi *et al.*, 2003). Os dois apresentam-se amalgamados entre os complexos

granulíticos Rio dos Mangues e Porto Nacional, e são, assim, interpretados como parte do embasamento da Faixa Araguaia.

A **Suíte Santa Luzia** é outra suíte com idade neoproterozóica, que foi primeiramente chamada de Granito Santa Luzia. Foi definida por Costa *et al.* (1983) como um conjunto de rochas graníticas, com morfologia arredondada e diques, intrudindo nas rochas metassedimentares do Grupo Estrondo. O nome “Suíte Santa Luzia” foi empregada por Hasui *et al.* (1984) para integrar rochas de composição granítica e granodiorítica dentro desta unidade. Os estudos geocronológicos realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) obtiveram idade de 593 Ma em zircões segundo o método U-Pb, coincidente com a idade obtida por Frasca (2010).

Por fim, a última suíte neoproterozóica da região é denominada **Suíte Lajeado**. Esta foi definida inicialmente por Barbosa *et al.* (1966) para agrupar corpos graníticos próximos à cidade de Lajeado. Tal denominação foi utilizada posteriormente por Gorayeb *et al.* (2001, 2013) para agrupar três corpos graníticos paleoproterozóicos: Palmas, Matança e Lajeado. Ribeiro & Alves (2017) mantiveram a designação de Gorayeb *et al.* (2013) e adicionam o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas se comparadas às dos outros corpos. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (Gorayeb *et al.*, 2013). Os dados geocronológicos, pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelam idades de cristalização entre 552 e 545 Ma. As análises isotópicas de Sm-Nd forneceram valores de ϵ_{Nd} (0,55 Ga) variando entre -10 e -13 e idades modelo T_{DM} variando entre 2,1 e 1,7 Ga, sugerindo envolvimento da crosta paleoproterozóica na formação desses granitos (Gorayeb *et al.*, 2013). A Suíte representa assim, uma granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional, marcando o final da evolução da Faixa Araguaia.

De idade paleozóica, as rochas da borda sudoeste da **Bacia do Parnaíba** se encontram na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa bacia intracratônica é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia, de 665.888 km², localiza-se entre os crátons Amazônico e São Francisco, distribuindo-se pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz *et al.*, 2007). Com comprimento de

aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em comparação à sua grande extensão, o que está relacionado à subsidência termal flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (Figueiredo & Raja-Gabaglia, 1986). A espessura da coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (Vaz *et al.*, 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticas (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007). As rochas são principalmente formadas por sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007), com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de várias idades. Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu sobre embasamento continental durante a fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, e sua subsidência ocorreu no Ciclo Brasileiro devido a eventos térmicos pós-orogênicos. As rochas da Bacia do Parnaíba destacam-se na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies formando o Gráben de Porto Nacional (Gorayeb, 1996). Essas rochas foram divididas estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevoniano-Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (Vaz *et al.*, 2007).

Na região de Monte do Carmo, as coberturas sedimentares de idades paleozóicas recobrem discordantemente grande parte da área, e afloram, predominantemente, as rochas do Grupo Canindé e do Grupo Serra Grande. O **Grupo Canindé** é representado pela Formação Pimenteiras, de idade Devoniana (Góes & Feijó, 1994), e ocorre recobrindo os chapadões da Serra do Lajeado, ao norte da área do projeto, além de ocupar extensas áreas em ambas as margens do Rio Tocantins. Consiste, principalmente, de folhelhos cinza-escuros a pretos esverdeados, em parte bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia (Vaz *et al.*, 2007). Várias estruturas sedimentares podem ser observadas assim como a ciclicidade deposicional. Della Fávera (1990) descreveu estratificação cruzada tabular ou sigmoidal, e uma mudança de tendência transgressiva para regressiva

na passagem gradacional para a Formação Cabeças, que lhe é sobreposta. Além disso, eventos de tempestades podem ser evidenciados pela presença de estruturas como hummocky e camadas de base plana e topo ondulado, além de corpos arenosos sigmoidais. A deposição é interpretada como de ambientes neríticos plataformais, variando desde plataforma interna até plataforma aberta com intercalações de siltito e arenito. A sedimentação remete a um ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. A Formação Pimenteiras limita os depósitos da planície do Tocantins desde 30 km ao sul de Lajeado até Porto Nacional, onde cede lugar às rochas do embasamento (Góes & Feijó, 1994).

O **Grupo Serra Grande** é representado pela Formação Jaicós, de idade Siluriana (Costa 1984), a qual ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutido no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. O contato com a Formação Pimenteiras, a sudeste do município de Palmas, se dá por falha normal e de forma discordante sobre o Granito Lajeado. Ocupa, ainda, áreas abatidas por falhamentos, na margem oeste do Rio Tocantins, além de aflorar na base da *Serra das Cordilheiras*, entre 5 e 10 km a oeste do município de Porto Nacional. A formação é caracterizada por arenitos médios conglomeráticos, localmente arcoseanos, mal selecionados e imaturos texturalmente. Há presença constante de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes & Feijó, 1994).

As rochas da Bacia do Parnaíba apresentam-se truncada por três principais lineamentos que foram responsáveis pelo controle das direções deposicionais até o Eocarbonífero, sendo eles: Pico-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Lineamento Transbrasiliano (Vaz *et al.*, 2007). No Estado do Piauí, algumas intrusões kimberlíticas, como as de Redondão, Gilbués e Fazenda Largo, foram encontradas intrudindo as sequências da bacia. De idade cretácea, essas intrusões são interpretadas como resultado do Lineamento Transbrasiliano (Kaminsky *et al.*, 2009).

Por fim, na área de estudo, destaca-se a ocorrência de **coberturas detrítico-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concessionários de óxidos e hidróxidos de ferro. Segundo Ribeiro e

Alves (2017), esses depósitos recobrem parcialmente várias unidades da área de estudo. Nos domínios das rochas da Bacia do Parnaíba, as coberturas se desenvolveram quase exclusivamente sobre os siltitos argilosos e arenitos finos da base da Formação Pimenteiras. Estas coberturas encontram-se também expostas em vastas áreas planas no topo da Serra do Lajeado. Já as coberturas desenvolvidas sobre as rochas da Faixa Araguaia são mais restritas, descontínuas e pouco espessas. Geralmente, ocorrem como *platôs* lateríticos constituídos por materiais detríticos diversos, como areia, fragmentos de rocha e de veios de quartzo.

Além destas, as **coberturas do quaternário**, caracterizadas por Ribeiro & Alves (2017) como pacotes arenosos com gradação para níveis de granulação mais grossa até níveis conglomeráticos mosqueados, compactados por uma matriz argilosa, ocorrem na região. Estes sedimentos inconsolidados são relacionados à evolução do Rio Tocantins, alinhado N/S cujo fluxo de montante para jusante é direcionado da parte meridional para a parte setentrional.

Com intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas na Figura 2.1.1-1 e Tabela 2.1.1-1, de acordo com os critérios geocronológicos. As idades obtidas nos anortositos foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).

Figura 2.1.1-1: Mapa de idades TDM, adaptado de CPRM (2017) com idades geocronológicas extraídas de Gorayeb et al.(2000); Quaresma e Kotschoubey (2001); Gorayeb & Moura (2002); Arcanjo (2002); Chaves et al. (2008); Saboia (2009); Gorayeb et al. (2013); Maia (2016) e Ribeiro e Alves (2017).

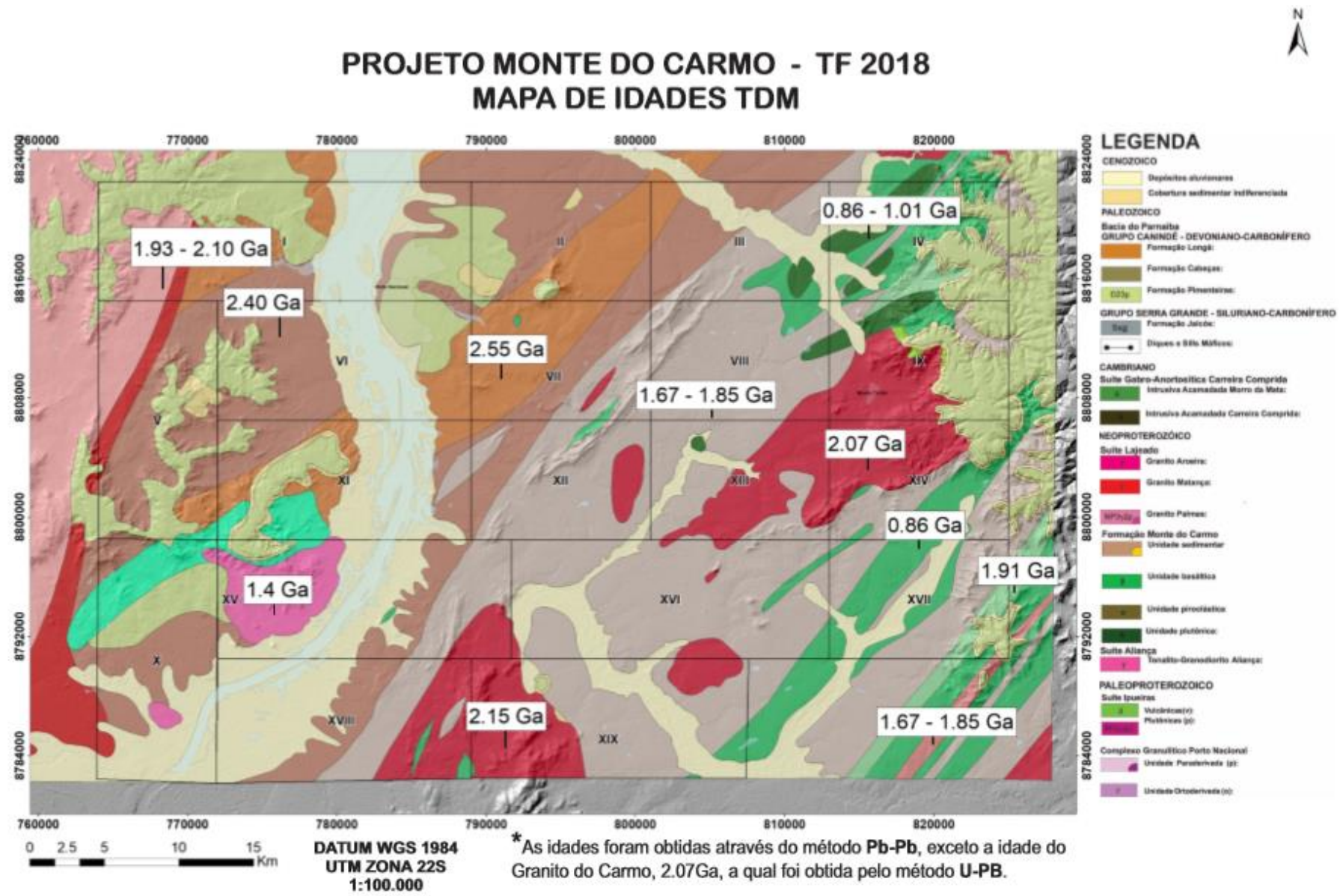


Tabela 2.1.1-1: Unidades descritas, apresentando as idades e os autores.

Unidade	Idade (Ma)	T _{DM} (Ga)	εNd _t	Autores
Complexo Granulítico Porto Nacional		2,40 Ga	-	Gorayeb et al., (2000)
	Ortoderivadas	2097±2; 2153±1 e 2125±3 Ma (Pb-Pb)	(2,15 Ga) +0,97 e +2,16	Gorayeb & Moura (2002)
	Paraderivadas	2072±3 a 2110±3 Ma (Pb-Pb)	(2,15 Ga) -1,56	Gorayeb et al., (2000)
				Gorayeb & Moura (2002)
Complexo Rio dos Mangues	Ortoderivados	Entre 2054±4 Ma e 2086±16 Ma (Pb-Pb)	(2,06 Ga) +0,86 e -1,04; (2,12 Ga) +2,40	Arcanjo (2002)
	Paraderivadas	Proveniência entre 2000 e 2250 Ma, com tendência em 2100 Ma	-	Ribeiro e Alves (2017)
Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida	2071±4 Ma (Pb-Pb) ¹	-	-	Gorayeb e Moura (2001)
Suíte Vulcânica Santa Rosa	2137±12 Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett et al., (1996)
		2,11 e 2,17 Ga		Saboia (2009)

		2086±10 Ma (U-Pb)		(2,08 Ga) entre +2,2 e +2,9	
Suíte Ipueiras	Granito do Carmo	2045±34 Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2048±13 Ma (U-Pb)	2,13 Ga	(2,04 Ga) +2,05	Saboia <i>et al.</i> , (2009)
		2083±21 Ma (U-Pb)	1,99 e 2,07 Ga	(2,08 Ga) +3,35 e +3,52	Maia (2016)
	Granito Areias	2086±5 Ma (Pb-Pb)	2,18 e 2,19 Ga	(2,08 Ga) +2,27 e +2,26	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Itália	2078±4 Ma (Pb-Pb)	-	-	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Ipueiras	2073±2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Grupo Natividade		Idade máxima de deposição de 1779±6 Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Formação Monte do Carmo	Máficas	-	Entre 0,86 e 1,01 Ga	(0,588 Ga) Entre +1,08 e +3,10	Saboia (2009)
	Arcóseo	-	1,67 e 1,85 Ga	(0,588 Ga) -8,96 e -11,11	Saboia (2009)
	Piroclástica félsica	Idade máxima de deposição em torno de 600 Ma (Pb-Pb)	1,54 a 1,91 Ga	(0,588 Ga) -5,32 e -10,37	Saboia (2009)
	Andesitos	588±8 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Brecha vulcânica	643±10 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança		593±59 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Lajeado	Granito Arueira	571±2 Ma (Pb-Pb)	-	-	Quaresma e Kotschoubey (2001)
		-	1,4 Ga	(0,55) -4,73	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Lajeado	547±4 Ma (Pb-Pb)	1,71 e 1,86 Ga	(0,55 Ga) -10,5 e -9,8	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		554±5 Ma (U-Pb)	1,82 Ga	(0,55 Ga) -9,16	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Matança	552±4 Ma (Pb-Pb)	1,93 e 2,10 Ga	(0,55 Ga) -13,3 e -13,1	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		551±4 Ma (U-Pb)	1,58 Ga	(0,55 Ga) -10,31	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Palmas	548±2 Ma (Pb-Pb)	1,73 e 1,81 Ga	(0,55 Ga) -10,3	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		-	1,67 Ga	(0,55 Ga) -9,73	Ribeiro e Alves (2017)

2.3. Arcabouço geofísico

O **Método da Aeromagnetometria** se baseia na leitura de sinais magnéticos em profundidade. Esse sinal tem como fonte primordial os minerais magnéticos: magnetita, pirrotita e ilmenita. Estes são encontrados em maiores concentrações em rochas máficas/ultramáficas, porém, devido aos processos intempéricos, tendem a serem remobilizados e concentrados em zonas de falhas e fraturas. Isso faz com que através da aplicação do método aeromagnético, seja possível investigar a estruturação de uma região em profundidade.

Os lineamentos retirados a partir dos produtos fornecem importantes informações a respeito da composição dos minerais magnéticos das rochas em profundidade, das feições estruturais (a partir de grandes feições retilíneas) e do arcabouço estrutural regional. Desta forma, este produto auxilia na identificação as principais falhas, as grandes zonas de cisalhamentos (rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis) e os grandes dobramentos e sua cinemática regional.

No Projeto Monte do Carmo (PMC) foi feita uma análise dos produtos da aeromagnetometria da seguinte forma:

- I. Retirada dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT e 1Dz (Primeira derivada vertical) com posterior divisão dos domínios estruturais marcados preferencialmente pela direção de seus lineamentos. O principal objetivo é auxiliar o entendimento do arcabouço estrutural e comparação com a resposta em superfície dos corpos rochosos da região.
- II. Retirada de lineamentos menores com o auxílio dos produtos do Sinal Analítico 3D (SA3D) junto com a 1Dz com a divisão dos domínios a partir da composição dos minerais magnéticos. O principal objetivo é dividir os domínios baseando-se na assinatura magnética, a partir da amplitude do sinal analítico dos seus lineamentos menores, a fim de comparar com os afloramentos em superfície e com o fechamento de contatos.

Interpretando os produtos da aeromagnetometria disponíveis para a região do Projeto Monte do Carmo (PMC), foi possível a divisão da área em seis domínios estruturais distintos com base no padrão e orientação dos lineamentos (Figura 2.1.1-1).

O domínio I está a noroeste das áreas do PMC, não chegando a interceptar nenhuma área. Esse domínio é caracterizado basicamente por lineamentos de direção N-NE.

O domínio II se encontra a oeste da área do PMC, compreendo apenas uma parte das áreas 1 e 5. Esse domínio é caracterizado por lineamentos orientados predominantemente na direção E-W, na porção sul, se tornando mais NE para norte com alguns NW de menor expressão.

O domínio III intercepta a metade oeste das áreas do PMC. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE, formando uma grande zona de cisalhamento. Esse domínio é caracterizado por lineamentos longos e contínuos delimitando sigmoides quilométricos. Na porção sul, os lineamentos possuem uma direção predominante E-W e tendem à direção NE na parte central, retornando para E-W na porção norte. Também estão presentes alguns lineamentos de direção NW, relacionadas a falhas e fraturas antitéticas da zona de cisalhamento.

O domínio IV é constituída pelas áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmoides discretos de cinemática sinistral.

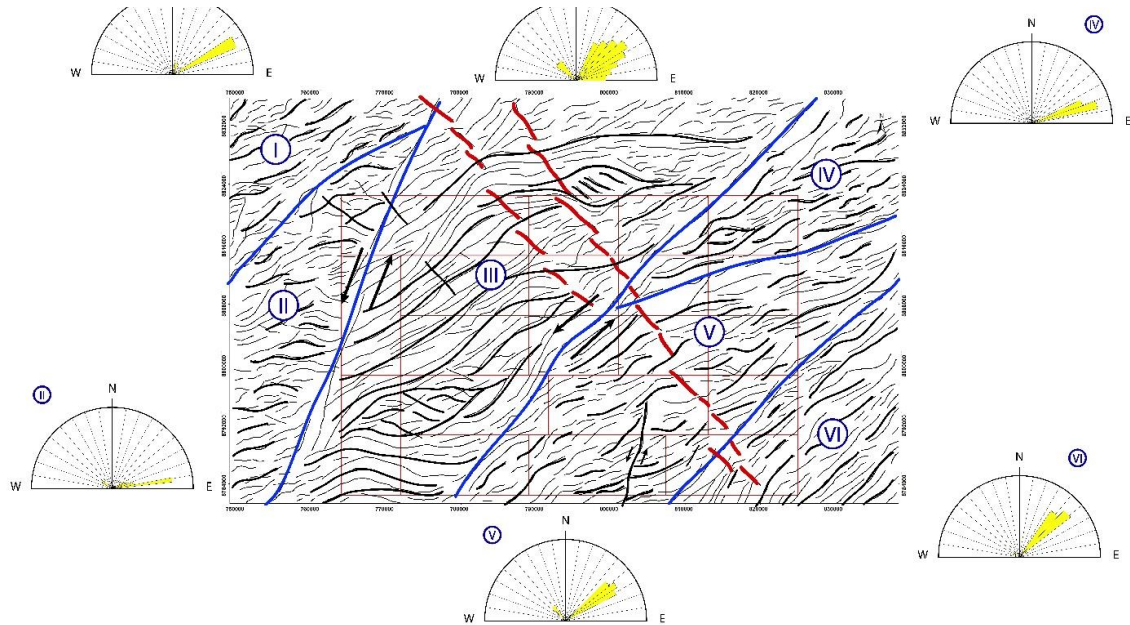
O domínio V intercepta a metade leste das áreas do projeto. Nele os lineamentos ocorrem predominantemente com direção NE com outros de menor expressão NW. Nesse domínio também foi possível interpretar uma falha transcorrente N-S de cinemática sinistral na porção sul.

O domínio VI pega as áreas do extremo sudoeste do projeto e é caracterizado basicamente por lineamentos de direção NE bem delimitados.

Portanto, de forma geral, a direção predominante de estruturação dos domínios é NE, como algumas porções E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmoides que exibem uma cinemática predominantemente sinistral. Os lineamentos de direção NW estão relacionados a falhas e fraturas antitéticas, formadas em regiões de esforços distensivos localizados. Na porção central da área do PMC, diques de diabásio estão encaixados nesses lineamentos NW, contando toda a área de NW para SE.

Dessa forma, foi gerado o mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT) mostrado a seguir.

Figura 2.1.1-1: Mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT) e delineamento dos 6 principais domínios (I a VI). As linhas azuis delimitam os 6 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.



Foram gerados também, mapas com domínios magnetométricos baseado na assinatura magnéticas, a partir da interpretação dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D, dividido em 11 domínios magnéticos e uma tabela explicando as características principais dos domínios (Figura 2.1.1-2 e Figura 2.1.1-3).

Figura 2.1.1-2: Mapa de domínios magnéticos (SA3D) do Projeto Monte do Carmo.

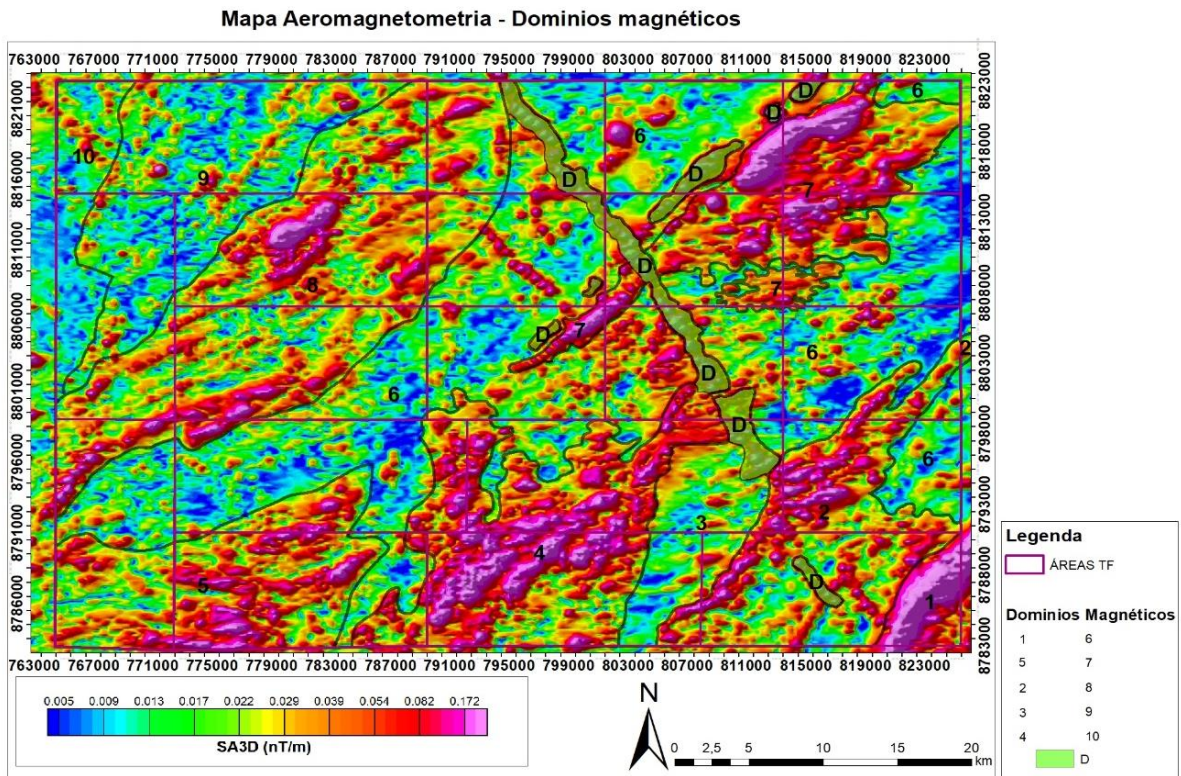
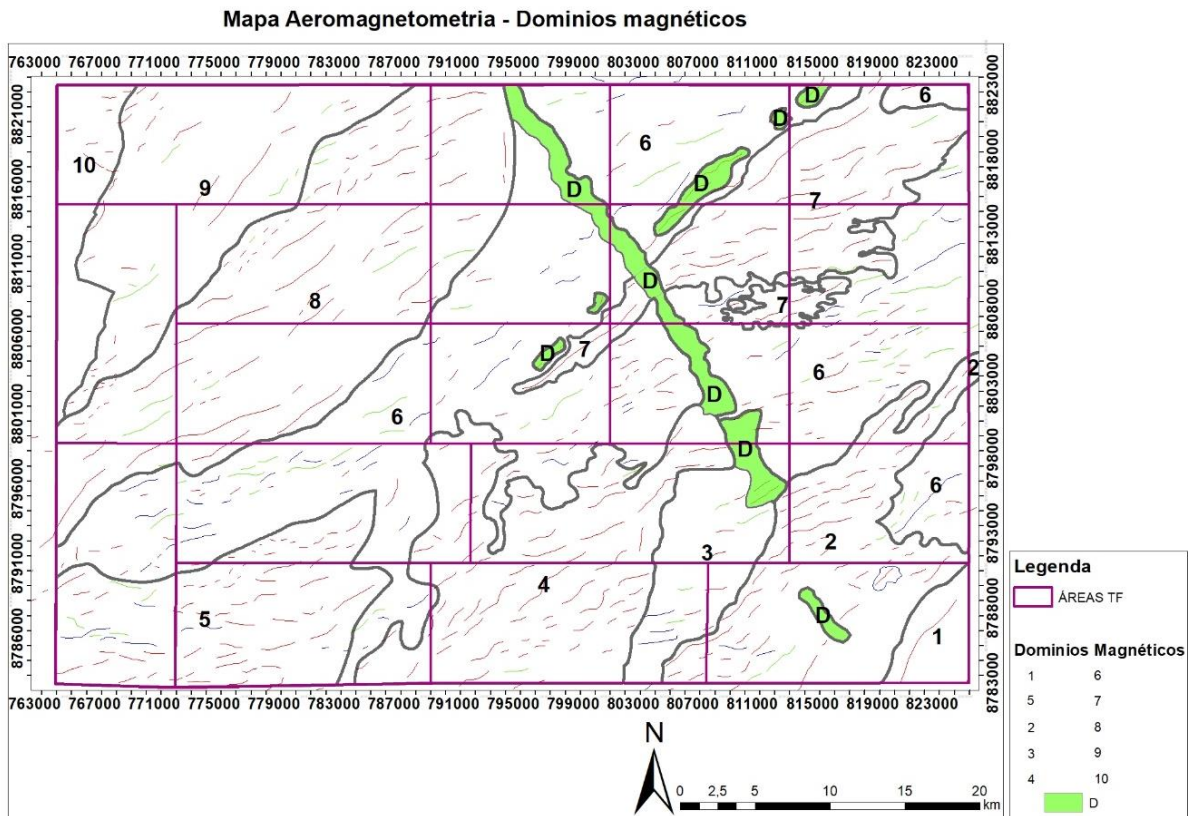


Figura 2.1.1-3: Mapa de domínios magnéticos (ASA) do Projeto Monte do Carmo.



A Tabela 2.1.1-1 abaixo descreve as principais características dos 11 domínios delimitados com base na assinatura magnética.

Tabela 2.1.1-1: Características dos principais domínios com base na assinatura magnéticas.

Domínio	Características
1	Domínio marcado por uma amplitude muito alta, homogêneo, com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E.
2	Domínio marcado por uma amplitude alta a muito alta, com valores que variam de 0,082 a 0,172 nT/m, não homogêneos, com sinal enfraquecendo na porção sudeste do domínio. O domínio também é definido por um <i>trend</i> NE forte de alta amplitude com uma tendência sigmoidal.
3	Domínio com uma amplitude baixa, que varia a média em eventuais locais do domínio, apresentando um <i>trend</i> NS bem marcado que divide o domínio na porção Leste. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m. Alguns locais possuem uma amplitude alta com <i>trend</i> EW.
4	Anomalia magnética sigmoidal, com um <i>trend</i> preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade. Homogêneo, apresenta um sinal entre 0,082 a 0,172 nT/m.
5	Domínio magnético de intensidade alta. Padrão dos lineamentos de alta e baixa intensidade seguindo um <i>trend</i> EW e curvando para NE. O sinal possui uma variação na sua intensidade que varia de Leste a Oeste. Na parte Leste, o domínio possui intensidade baixa, 0,017 a 0,022 nT/m. Na porção centro-leste, o domínio apresenta uma amplitude de 0,082 nT/m que varia até 0,172 nT/m.
6	Domínio de baixa intensidade, marcada por uma estruturação NE dos lineamentos de baixa amplitude. Eventuais corpos de intensidade estão presentes no domínio, os lineamentos se apresentam como pequenos sigmóides. A intensidade é 0,005 a 0,013 nT/m.
7	Domínio de alta intensidade (0,172 nT/m), estruturalmente marcado pelo <i>trend</i> NE. Os lineamentos são exclusivamente de alta intensidade fortemente marcados, em domínios centrais o valor do sinal diminui para 0,082 nT/m, porém ainda é alto.
8	Domínio sigmoidal, muito bem marcado. Os lineamentos também são sigmoidais, tanto de alta quanto baixa intensidade. O sinal não é tão forte, e ele não é tão homogêneo quantos os demais. O sinal na parte mais alta é em essência 0,082 nT/m, mas possui valores de 0,039 nT/m e 0,005 nT/m.
9	Domínio de baixa intensidade, marcados por lineamentos sigmoidais de baixa amplitude. Existem eventuais lineamentos de alta intensidade. No geral o sinal é fraco de 0,005 nT/m, porém corpos alinhados são muito definidos com estruturação NE.
10	O domínio é marcado pelo aumento no sinal e pelo <i>trend</i> NW tanto dos lineamentos de alta quanto baixa intensidade. O sinal é muito fraco (0,005 nT/m).
D	São grandes corpos alinhados segundo os <i>trends</i> NE e NW de alta intensidade, com valores médios de 0,082 nT/m.

A partir da análise dos dados aeromagnetométricos, é possível interpretar:

- i) Há de fato uma forte estruturação com *trend* principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmoidais. As duas grandes estruturas são grandes zonas de cisalhamentos com cinemática sinistral com sigmoides incluídos, reforçando esse cisalhamento.
- ii) Existem duas gerações de diques, uma NE e outra NW, que são correlacionadas a nível de afloramento.
- iii) Existe uma forte correlação entre a estruturação extraída da magnetometria e as lineações extraídas do MDE (Modelo Digital de Elevação).
- iv) As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas juntamente com variações litológicas. Onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente, é possível observar corpos MUM (máficos-ultramáficos). Já quando a amplitude se apresenta com um alto a moderado, temos rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório. Quando a amplitude é muito baixa ou baixa, temos rochas com nenhum mineral magnético associado em sua assembleia, quartizitos, e rochas sedimentares da bacia, por exemplo.
- v) Existe uma estruturação N-S que coloca rochas com alta amplitude magnética e baixa amplitude magnética lado a lado, indicando um grande falhamento.
- vi) Os domínios magnéticos indicam um grande contraste entre rochas de composição magnéticas e outras com menos magnetismo. A partir do método da susceptibilidade magnética de sua composição mineral, porém não é o método mais adequado para traçar contatos regionais, sendo melhor indicado para o arcabouço estrutural, definindo as principais zonas de cisalhamentos e falhas.

O **Método Gamaespectométrico** é uma das ferramentas mais importantes do mapeamento geológico, pois resulta em uma informação direta a respeito das associações litológicas aflorantes. É largamente utilizada na prospecção mineral para a identificação de litologias devido à variação de minerais que possuem os elementos U, Th e K em sua estrutura química.

A gamaespectometria estuda a intensidade da radiação emitida a partir do decaimento dos isótopos ^{40}K , o ^{232}Th e ^{238}U onde ela é medida por meio dos sensores do gamaespectômetro e, por fim, são convertidas em valores numéricos que

quando processados resultam em mapas que mostram as áreas mais e menos ricas em tais elementos. Um fator limitante do método é a sua fonte, que não ultrapassa 50 cm de profundidade. Sendo assim, o método é confiável apenas para investigações rasas, não sendo possível a observação de materiais mais profundos.

Os produtos gerados no processamento foram: Potássio (K): Contagem total de potássio, dada em valor percentual (%). Tório (eTh): Contagem total de equivalente de tório em partes por milhão (ppm). Urânio (eU): Contagem total de equivalente de urânio em partes por milhão (ppm). eU/eTh: Razão entre os equivalentes dos elementos urânio e tório. eU/K: Razão entre o equivalente do elemento urânio e do elemento potássio. K/eTh: Razão entre o elemento potássio e equivalente do elemento tório. CT: Contagem total, com somatório dos isótopos dos três elementos, dada em porcentagem. RGB: Combinação ternária entre K, eTh e eU, dada nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente. CMY: Combinação ternária entre K, eTh e eU, nas cores ciano, magenta e amarelo, respectivamente.

O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectométricos foi a composição ternária RGB, resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados durante a aquisição do dado (Figura 2.1.1-4).

Abaixo encontram-se o mapa de domínios gamaespectométricos e a Tabela 2.1.1-2 com suas principais características.

Figura 2.1.1-4: Mapa de domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.

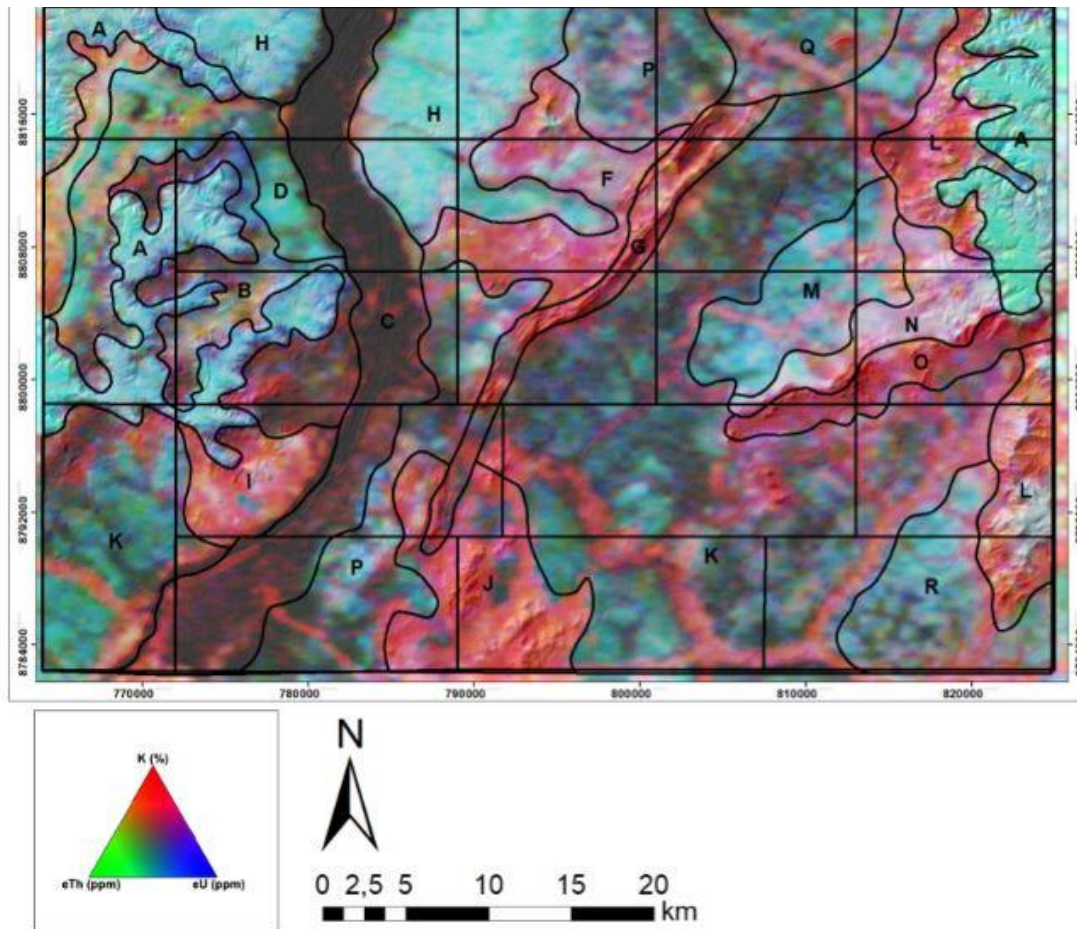


Tabela 2.1.1-2: Características dos principais domínios gamaespectométricos.

Domínio	RGB	eU	K	eTh	Interpretação
A	Branco e ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio de relevo plano, apresentando contato anastomosado com outros domínios. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Grande parte da ocupação do solo é destinada à atividade agrícola.
B	Preto, Azul e Vermelho	Baixo	Baixo-Moderado	Baixo	Ocorre na porção leste da área, encaixado com os sedimentos da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suavemente ondulado e a resposta gamaespectométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K.
C	Preto	Baixo	Baixo	Baixo	Esse domínio representa o Rio Tocantins. Possui como característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB.
D	Verde Azulado	Baixo	Baixo	Moderado	Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K.
E	Vermelho Amarelado	Baixo-Moderado	Muito alto	Alto	Bordeado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D, essa região destaca-se das suas redondezas por apresentar alto K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua resposta no RGB apresenta tons de vermelho amarelado.
F	Vermelho Rosado	Moderado	Alto	Baixo	Relevo suave a ondulado, formando corpos levemente circulares e alongados. Esse domínio apresenta alta concentração em K.
G	Vermelho	Baixo	Moderado-Alto	Muito Baixo	Esse domínio é caracterizado por uma serra de relevo acentuado e direção NE. Representa a sequência vulcanossedimentar Monte do Carmo.
H	Ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por forte cor de ciano na composição RGB. Os valores de eU e eTh são expressivamente mais altos que o de K. Provavelmente trata-se de uma área onde predominam os processos intempericos e com ausência de afloramentos.
I	Vermelho e Branco	Baixo	Muito alto	Baixo	Relevo plano a suave ondulado, com formato circular. Esse domínio apresenta alta concentração de K em relação aos outros canais e provavelmente representa os granitos da unidade Aroeiras
J	Vermelho	Baixo	Muito alto	Baixo	Esse domínio, de relevo suave a forte ondulado e formato circular, está relacionado à presença da intrusão granítica pertencente a Suíte Ipueiras. O alto K está ligado à composição dos granitos, que apresentam feldspato potássico
K	Verde Musgo	Baixo	Moderado-Baixo	Baixo	Extenso domínio de relevo plano, ele é caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais.
L	Vermelho	Moderado	Muito alto	Moderado	Relevo forte ondulado, a resposta alta no canal do potássio provem da acumulação na rede de drenagem devido a sua mobilidade. Apresenta como fonte argilominerais provenientes do intemperismo de folhelhos da Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba.

3. Geologia Local

3.1. Introdução

Esse capítulo visa apresentar e discriminar as unidades identificadas e cartografadas no Projeto Monte do Carmo. A partir do trabalho de campo e de ferramentas de sensoriamento remoto e aerogeofísica, foi possível a elaboração do Mapa Geológico Integrado do Projeto Monte do Carmo (anexo 02) e do Mapa Geológico da Área XVII (anexo 01).

A seguir serão detalhas as unidades litológicas mapeadas pela área XVII, apresentando descrições macro e microscópicas que definem a petrografia das rochas aflorantes em campo, assim como características estruturais e metamórficas dos processos ocorridos na região.

3.1.1. Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional está localizado a oeste da área do projeto Monte do Carmo, disposto em faixas anastomosadas com *trend* NE-SW e é composto por rochas paraderivadas e ortoderivadas. Ocorre principalmente nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X e XI. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo topográfico, onde os melhores afloramentos ocorrem próximos às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé, aflorando como blocos rolados, basculados e *in situ* e raramente como lajedos.

Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e paralelos à estruturação regional de direção NE-SW. As rochas do complexo Porto Nacional estão metamorfizadas em fácies xisto verde alto/ anfibolito baixo a fácies granulito, onde o grau metamórfico aumenta de leste para oeste nesse complexo.

A unidade ortoderivada (PP2ypn(o)) compreende granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio-biotita gnaisses tonalíticos, olivina-plagioclásio-piroxênio gnaisses, cianita-plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfibolitos, granulitos máficos, clorita-talco-tremolita xistos, enderbitos e metamáficas.

A unidade paraderivada (PP2pn(p)) compreende gnaisses feldspáticos, estauroлита-silimanita-granada gnaisses, biotita-hornblenda-grafita gnaisses, silimanita-granada-biotita gnaisses, cianita-silimanita-granada gnaisses, gonditos,

granitos peraluminosos e xistos grafitosos. Os gonditos ocorrem como blocos isolados, sem um padrão associado aos pontos de ocorrência do mesmo; os xistos grafitosos ocorrem como lentes dentro dos paragnaisses.

3.1.2. Formação Morro do Aquiles

A Formação Morro do Aquiles está localizada na parte centro norte e sudoeste do projeto Monte do Carmo e está disposta em faixas com *trend* NE-SW, definida por contatos tectônicos e cortada por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE. Ocorre principalmente nas subáreas II, VI, VII e XV. Os afloramentos dessa formação ocorrem como lajedos, blocos *in situ* e por vezes em leitos de drenagens secas.

Compreende granada-muscovita xistos, granada-hornblenda gnaisses, muscovita-biotita gnaisses, muscovita-biotita migmatitos, andaluzita xistos, metabásicas, metaultrabásicas, gonditos e xistos grafitosos. Os xistos grafitosos ocorrem de forma restrita nessa unidade e os gonditos ocorrem sem um padrão, de forma isolada em meio a paragnaisses e outros xistos.

3.1.3. Plutônicas sin a pós-tectônicas

As rochas plutônicas localizam-se no centro norte do Projeto Monte do Carmo, principalmente na área VII, e são representadas por três corpos graníticos intrusivos nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Elas correspondem aos granitos Torre, Santana e à Suíte Granítica Manduca, com cerca de 2 km, 1 km e 3 km de diâmetro, respectivamente.

Esses corpos afloram principalmente como blocos *in situ*, lajedos e em drenagens secas. O granito Santana está associado à vegetação de mata densa e relevo movimentado. A Suíte Manduca aflora próximo ao Córrego Manduca, intercalado com os xistos da Formação Morro do Aquiles, em uma estrutura do tipo *roof pendant*.

O Granito Torre localiza-se na divisa das subáreas VII e II e corresponde a um muscovita-biotita Granito de composição granítica a tonalítica, em que prevalece fácies de granito médio, de textura inequigranular, composto por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, muscovita e biotita.

O Granito Santana localiza-se na divisa com a subárea VI e corresponde a um biotita granito de granulação grossa, milonitizado, composto por quartzo, biotita, plagioclásio, feldspato potássico e muscovita.

A Suíte Granítica Manduca localiza-se na divisa com a subárea XII corresponde a dois corpos granitoides de granulação fina a média, variando em composição de granito a granodiorito, prevalecendo a fácies muscovita-biotita granito médio.

3.1.4. Suíte Vulcânica Santa Rosa

A Suíte Vulcânica Santa Rosa encontra-se no extremo sudeste da área do Projeto, apresentando-se estruturada com direção aproximada NNE-SSW. Está restrita às Subáreas IV, IX, XVI, XVIII e XIX. Sua melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. Está associada ao Granito do Carmo e é composta por riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos.

3.1.5. Suíte Ipueiras

A Suíte Ipueiras aflora nas porções centro-sul e leste da área do Projeto. Seus corpos estão alongados segundo a direção NE-SW e apresentam dimensões batolíticas, sendo que o maior deles apresenta cerca de 24 km de comprimento e o menor, 14 km. Suas melhores exposições encontram-se em grandes lajedos, blocos rolados e matacões localizados próximos ao município de Monte do Carmo e em fazendas nos arredores (Subáreas IX, XIII, XIV e XVIII).

Esta unidade (PP3gl(p)) é representada por biotita-sienogranitos, hornblenda-biotita-monzogranitos, sienogranitos, monzogranitos, leucomonzogranitos, calcita-clorita-metagranitos e granodioritos.

3.1.6. Suíte Aliança (NP3ya)

A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada que ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, com direção NE-SW mais ou menos paralela às rochas da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida, fazendo contato tectônico com as rochas do Complexo Porto Nacional (por meio da Falha Brasil Escola), e com o Granito Matança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional). Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V e X.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos métricos *in situ* e na forma de lajedos. Essa unidade é representada por hornblenda-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, tonalitos, granito gnaisses, hornblenda-biotita-diorito, biotita gnisse tonalítico e metatexitos.

3.1.7. Sequência Metassedimentar Indefinida

Aflora na porção central da área, na Serra Manoel do Carmo, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Primavera e a oeste pela Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo, apresentando aproximadamente 38 km de comprimento. Também se encontra presente na porção sudeste como um corpo expressivo de 22 km de extensão, e no nordeste da área com exposições restritas em drenagens. É constituída predominantemente por quartzitos puros, mas também por rochas metabásicas, metavulcanoclásticas, metassiltitos, ardósias e metaconglomerados polimíticos.

3.1.8. Intrusões Máficas-Ultramáficas

Estão localizadas a leste da Serra Manoel do Carmo, aflorando desde o extremo nordeste da área do Projeto até o sul. São corpos intrusivos com escassez de afloramentos, tendo suas melhores exposições na forma de blocos em morrotes e ao longo de cortes de estrada. Apesar de apresentar poucos afloramentos, são rochas com elevada resposta magnética. Desta forma, a delimitação de seus corpos foi feita com o auxílio de produtos de aeromagnetometria.

Os corpos aflorantes na área em estudo são o Monte do Carmo e VE3, com maiores expressões nas Subáreas IV, IX e XIV. Esta unidade é composta por ti-hematita-clorita-quartzo-xisto, quartzo-clorita-xisto, epidoto-clorita anfibolito, talco-tremolita-xisto, gabros, actinolita-epidoto-xisto, epidoto-clorita-xisto e hornblenda-piroxenito.

3.1.9. Formação Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo está localizada no extremo sudeste da área do Projeto, estruturada segundo a direção NE-SW. Suas melhores exposições encontram-se em drenagens com direção E-W e no caminho para a Fazenda da Escadinha, na Subárea XVII. É constituída pelas Sequências Sedimentar (NP3mca), Vulcânica Ácida e Vulcânica Básica a Intermediária (NP3bmca). Os litotipos presentes

na área de estudo são conglomerados polimíticos, grauvacas líticas, grauvacas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita-xistos e basaltos.

3.1.10. Suíte Lajeado (NP3y2mt)

A Suíte Lajeado é composta por dois corpos graníticos e ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, com direção NE-SW, fazendo contato tectônico com as rochas da Suíte Aliança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional) e intrudindo as rochas da Formação Morro do Aquiles e da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida. Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V, X e XV.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos métricos in situ e na forma de lajedos. Essa unidade é representada pelos hornblenda-biotita sienogranitos que caracterizam o Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos que caracterizam o Granito Aroeira.

3.1.11. Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida

A Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, com direção NE-SW mais ou menos paralela às rochas do Complexo Porto Nacional, em contato tectônico com as rochas da Formação Morro do Aquiles (por meio de uma zona de cisalhamento dextral), em contato abrupto intrusivo respectivo ao Granito Aroeira (Suíte Lajeado) e, em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas V, X, XI e XV.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos e lajedos. Essa unidade é representada por meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida (e1δcc) e Morro da Mata (e1δmm), respectivamente.

3.1.12. Bacia do Parnaíba

As rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Parnaíba recobrem variadas unidades litológicas e estão presentes nos extremos leste e oeste da área do Projeto. Constituem as porções mais elevadas de serras escarpadas que bordejam a região e alguns perfis podem ser visualizados em cortes de estradas. Afloram a Formação Jaicós (pertencente ao Grupo Serra Grande) (Ssgj), estando sobreposta em discordância erosiva sobre as unidades proterozóicas do embasamento, e a

Formação Pimenteiras (pertencente ao Grupo Canindé) (D23p). O contato entre essas duas formações é transicional, dado pela Formação Itaim.

A Formação Jaicós é composta por quartzo-arenitos, arenitos grossos, siltitos, paraconglomerados e ortoconglomerados, predominando os litotipos mais grossos. A Formação Itaim é constituída por intercalações entre níveis de silito com estratos de arenitos finos e médios. Já a Formação Pimenteiras, é formada por siltitos de coloração marrom claro a acinzentada e por arenitos ferruginosos.

3.1.13. Lateritos (Nqdl)

As crostas lateríticas ocorrem em todas as subáreas do Projeto Monte do Carmo, com variação na sua extensão em cada uma delas. Ocorrem em áreas de relevo aplainado, e também no topo de muitos morros, sempre recobrando unidades mais antigas.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos métricos e lajedos. Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

3.1.14. Diques e Soleiras

Afloram predominantemente na porção leste da área do Projeto (predominantemente nas Subáreas XIII, XIV e XVI), na forma de blocos rolados e *in situ*, e como lajedos em drenagens com boas exposições. Estão direcionados segundo as direções E-W, NE-SW e SW-NE e são constituídos por gabros e diabásios.

3.1.15. Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares ocorrem em um pouco mais de 70% das áreas do Projeto Monte do Carmo. São caracterizados como sedimentos inconsolidados associados a drenagens e áreas alagadas, tendo uma fração cascalhenta a arenosa predominante, e sedimentos finos com matéria orgânica.

As áreas mais expressivas desses depósitos ocorrem associadas ao Rio Tocantins, havendo ocorrências menores associadas a drenagens de menor porte. Ocorrem nas áreas I, II, III, IV, VI, VIII, X, XI, XII, XIII, XV, XVI, XVIII e XIX.

3.2. Unidades Litoestratigráficas aflorantes na Área XVII

As unidades litoestratigráficas encontradas na área XVII foram correlacionadas com as interpretações geofísicas dos principais produtos magnetométricos e gamaespectrométricos.

Os principais produtos utilizados para as interpretações magnetométricas foram os de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT), utilizados para a separação dos principais domínios magnéticos (DM), e os de Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e Derivada Vertical (dZ) para identificação de lineamentos. Para as interpretações gamaespectrométricas, foi utilizado principalmente o mapa de composição ternária RGB.

As delimitações dos domínios magnéticos e gamaespectrométricos foram realizadas a partir principalmente da orientação, morfologia e intensidade das anomalias magnéticas e análise da concentração de cada radioelemento através das variações de coloração, respectivamente. Na Figura 3.1.15-1, observa-se o mapa de domínios magnéticos da Área XVII, e na Figura 3.1.15-2 observa-se o mapa de domínios gamaespectrométricos da Área XVII, que serão detalhados em cada unidade.

Figura 3.1.15-1: Mapa de domínios magnéticos da Área XVII.

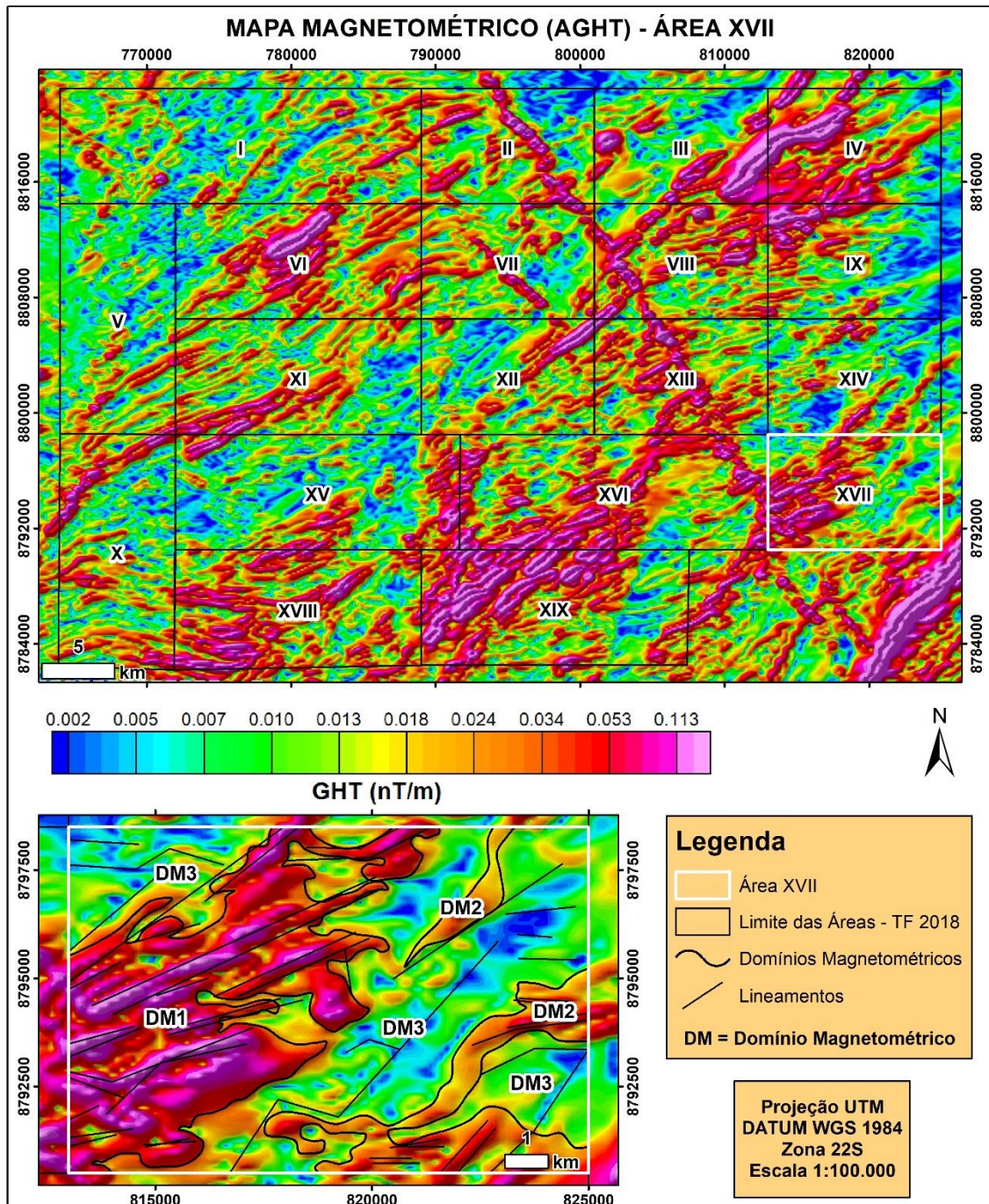
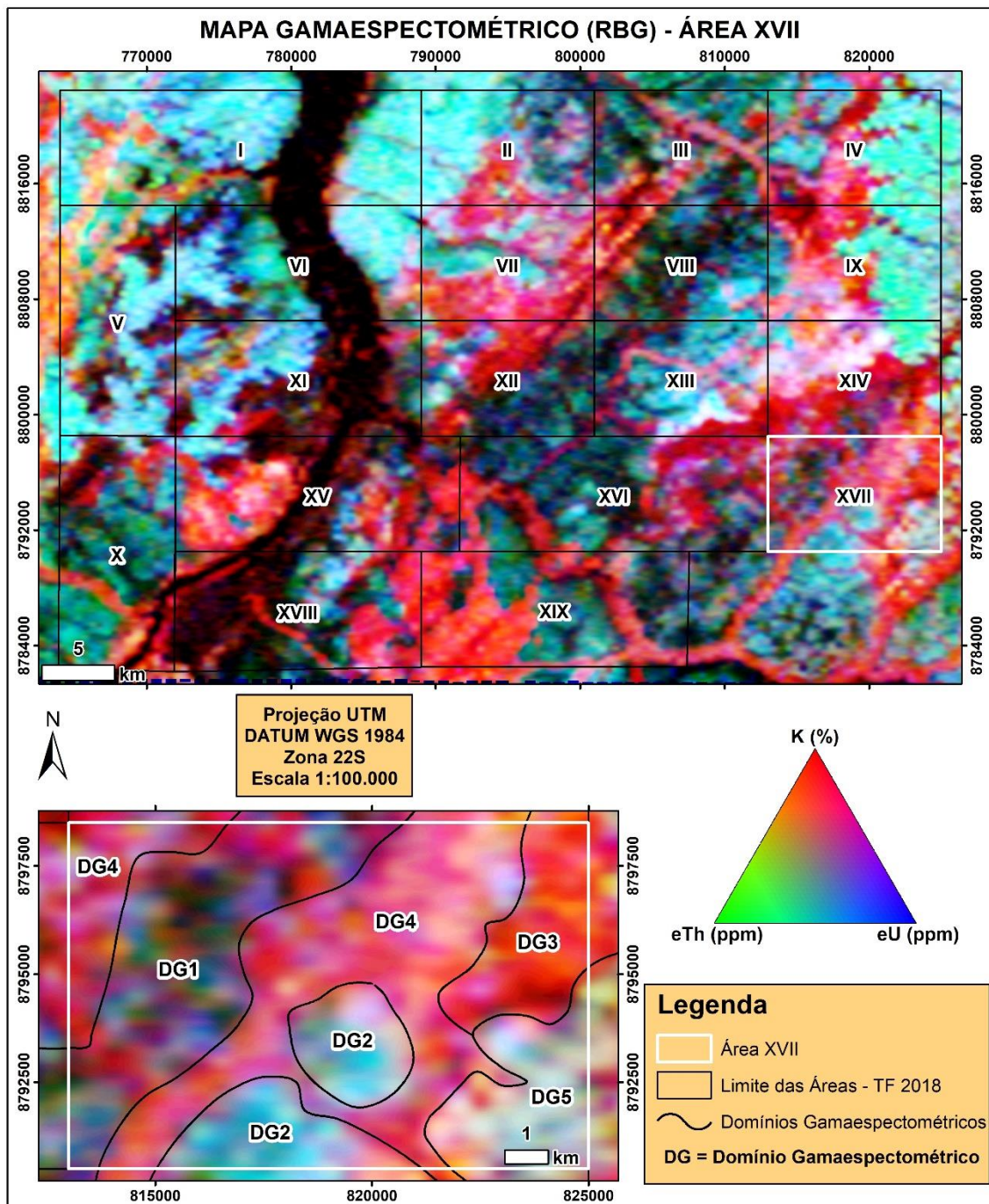


Figura 3.1.15-2: Mapa de interpretação gamaespectométrica da Área XVII.



3.2.1. Intrusão Máfica-Ultramáfica – Grupo 2

Essa unidade não aflora na área mapeada. Foi interpretada a partir de dados dos pontos descritos da área XIV e da correlação de suas rochas com àquelas descritas por Lima *et al.* (2008), além da interpretação dos produtos geofísicos. A unidade estaria inserida no domínio magnético 1 (DM1), caracterizado por uma coloração alaranjada/avermelhada indicando uma resposta magnética intermediária a

alta e no domínio gamaespectométrico 1 (DG1), caracterizado por uma coloração preta, indicando baixa concentração de potássio e equivalentes de urânio e tório.

O relevo que corresponderia com esta unidade é plano, tendo como vegetação cerrado *sensu strictu*, com predomínio de vegetação aberta com árvores de pequeno a médio porte.

Essa intrusão é ilustrada em verde escuro no perfil geológico da área XVI (Figura 3.3.3-2) com sobreposição da cor laranja, que corresponde aos lateritos que recobrem os litotipos dessa intrusão.

3.2.2. Unidade Metassedimentar Indiferenciada

Essa unidade aflora na porção nordeste da área em uma faixa de direção NE-SW, como uma litofácies metapsamítica da Unidade Metassedimentar Indiferenciada. Em afloramentos, é caracterizada por quartzitos que se encontram em lajedos métricos, bastante intemperizados e fraturados, com várias famílias de fraturas (Figura 3.2.2-1). Esses quartzitos apresentam granulação média a grossa com grãos angulosos e mal selecionados, composto majoritariamente por quartzo, e alguns grãos de feldspato potássico.

Figura 3.2.2-1: Afloramento típico de quartzito intemperizado observado na área mapeada.



A partir da contribuição dos pontos descritos das áreas XIV e XVI, é possível diferenciar dois tipos de quartzitos, um na base da sequência e um no topo. O quartzito

da base são classificados quartzitos feldspáticos que preservam estruturas sedimentares como estratificações cruzadas tabulares, plano-paralelas e tangenciais e apresentam aproximadamente 3% de muscovita, apenas como mineral de alteração dos feldspatos (Figura 3.2.2-5). Os quartzitos do topo não apresentam estruturas sedimentares (Figura 3.2.2-2 e Figura 3.2.2-3) e são marcados por níveis micáceos, que podem chegar a até 15% de muscovita (Figura 3.2.2-4).

Os quartzitos na área XIV são afetados por duas grandes falhas transcorrentes de direção NW-SE. Nessas porções, os grãos de quartzo encontram-se deformados, recristalizados e com extinção ondulante e a muscovita observada se encontra bastante deformada, permitindo observação de foliação SC e estrutura *mica fish*. Veios de quartzo e presença de óxidos também são comuns como evidência da deformação.

Figura 3.2.2-2: Amostra de mão de quartzito da área XIV (TF-2018_XIV_110).



Figura 3.2.2-3: Amostra de mão de quartzito com foliação marcada pela presença de mica branca da área XIV (TF-2018_XIV_38).



Figura 3.2.2-4: Fotomicrografia de quartzito da área XIV (lâmina TF-2018_XIV_35), evidenciando quartzo, muscovita e mica branca em textura lepidoblástica.

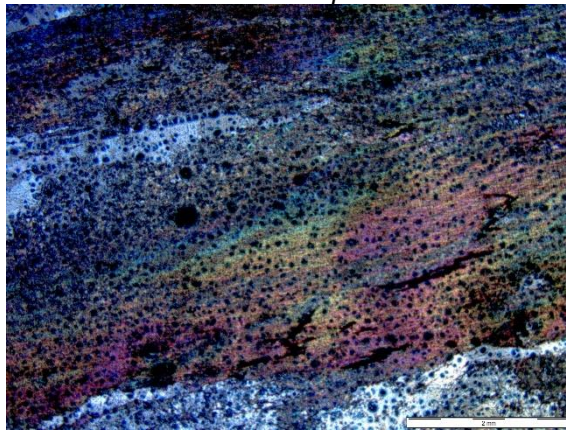
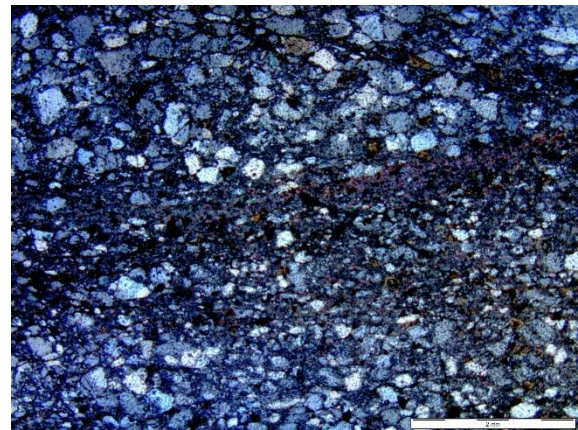


Figura 3.2.2-5: Fotomicrografia de quartzito da área XIV (lâmina TF-2018_XIV_38).



3.2.3. Formação Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo é uma sequência vulcanossedimentar na qual basaltos, andesitos e dacitos definem a *Unidade Vulcânica Básica a Intermediária*, enquanto que rochas efusivas como riolitos e rochas piroclásticas definem a *Unidade Vulcânica Ácida*. Intercalados com estas, encontra-se um pacote sedimentar, a *Unidade Sedimentar*. Na Figura 3.2.3-1 tem-se uma panorâmica da serra que aflora ao leste da área mapeada e que pertence a Formação Monte do Carmo.

Figura 3.2.3-1: Vista geral da Área XVII.



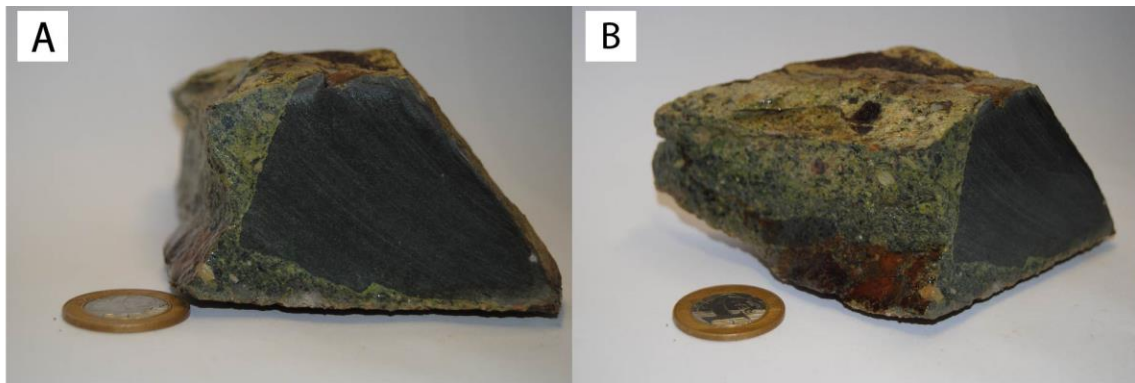
3.2.3.1. Unidade Vulcânica Básica a Intermediária

Essa sequência aflora na porção sudeste da área na forma de blocos *in situ* de escala centimétrica nas proximidades da Fazenda da Escadinha. Está inserida no domínio magnético 2 (DM2), caracterizado por uma coloração alaranjada indicando uma resposta intermediária ao método, e no domínio gamaespectrométrico 4 (DM4), marcado por uma coloração magenta relacionada a um enriquecimento em potássio e equivalentes de urânio, associado a uma menor taxa de lixiviação. O relevo local é ondulado a forte ondulado, tendo como vegetação predominante floresta estacional decidual, com predomínio de vegetação fechada com árvores de médio a grande porte.

Litofácies vulcânica básica

Essa litofácies se apresenta como clastos centimétricos (0,5 a 5 cm) de coloração esverdeada escura dentro de brechas máficas. Macroscopicamente puderam ser identificados cristais de actinolita, clorita e quartzo (Figura 3.2.3-2).

Figura 3.2.3-2: Amostra TF17-XVII-93, pertencente à Unidade Vulcânica Básica a Intermediária da Formação Monte do Carmo. Observar textura brechóide, matriz fina esverdeada e fragmento de rocha vulcânica.

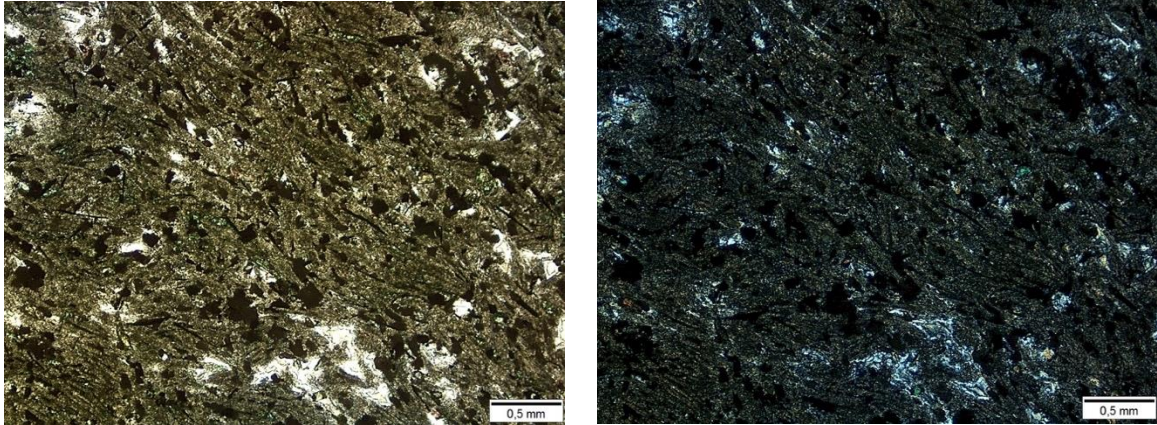


Em lâmina, se observa o predomínio de actinolita (55%), clorita (15%), quartzo (15%), minerais opacos (10%) e possui como mineral acessório epidoto (5%) delineando texturas porfiroblásticas e lepidoblásticas. A rocha possui domínios onde predomina a textura porfiroblástica de cristais de actinolita e quartzo em meio a clorita em textura lepidoblástica (Figura 3.2.3-3). É evidenciado também domínios monominerálicos de quartzo policristalinos. Foi classificada como um actinolita-clorita-quartzo xisto.

A assembleia mineral permite determinar um caráter metamórfico referente ao intervalo xisto-verde baixo e um possível protólito máfico. Essa amostra é um dos

melhores registrados do metamorfismo na área.

Figura 3.2.3-3: Actinolita-clorita-quartzo xisto (lâmina TF-2018_XVII_93). textura porfiroblástica de cristais de actinolita e quartzo em meio a clorita em textura lepidoblástica.



Litofácies vulcânica intermediária

Essa litofácies está exposta na área em afloramentos do tipo lajedo com extensão de 100 metros ao longo de estrada de terra em solo avermelhado.

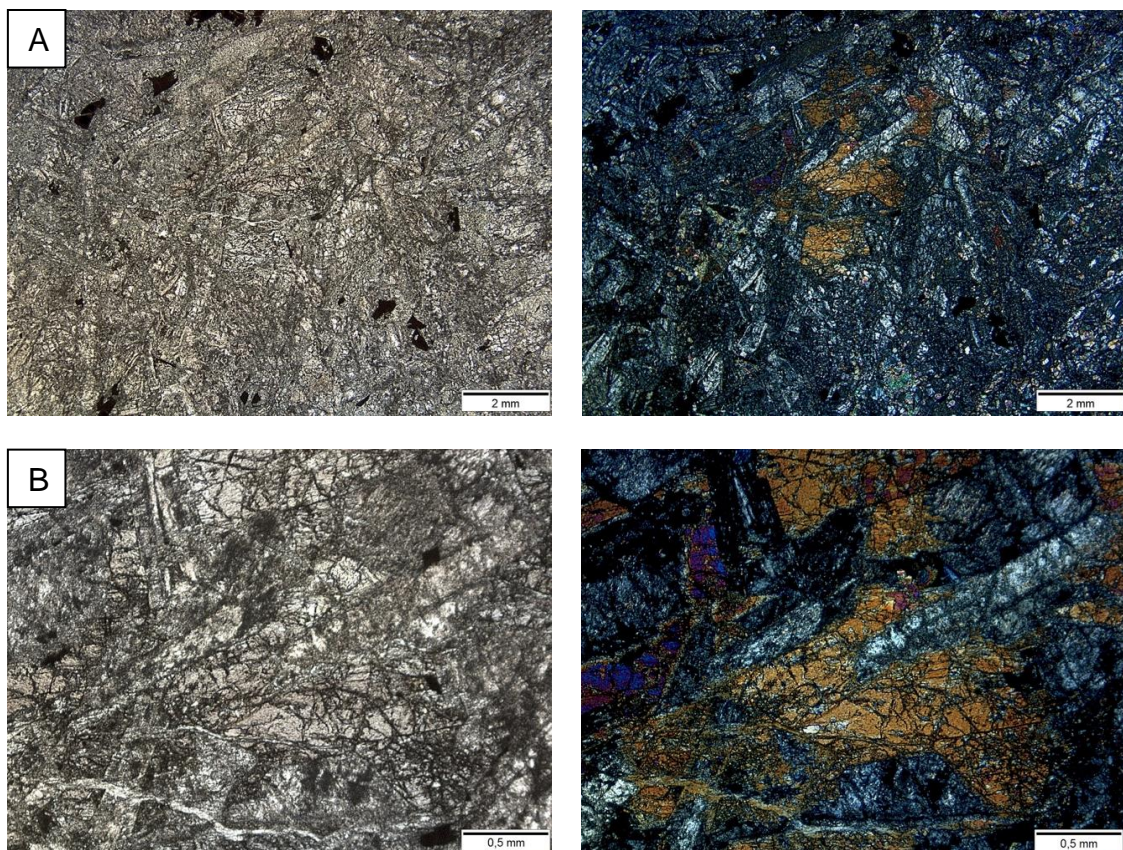
A rocha apresenta uma coloração preta e granulação grossa, marcada pela presença de cristais de plagioclásio e hornblenda. Eles encontram-se inseridos em uma massa esverdeada na qual se observam minerais de hábito acicular. Pelas observações feitas em campo, composição e resultados obtidos a partir de gamaespectrômetro de campo (CT: 100 cps; K: 1%; eU:1,5 ppm; e eTh: 4 ppm) interpretou-se essa como uma soleira de composição intermediária.

Em lâmina, a amostra apresenta textura subfanerítica, hipovítrea e granulação média, pouco deformada e composta por xenocristais de plagioclásio (35%) ripiformes hipidiomórficos (100µm a 1000µm) saussuritizados e cristais de clinopiroxênio uralitizados junto a hornblenda (15%) xenomórficos (150µm a 1100µm) em matriz vítrea alterada (45%). Minerais opacos (<5%) encontram-se presente em meio a matriz e devido ao seu caráter magnético e subhedral foram interpretados como provável magnetita.

A matriz vítrea encontra-se alterada e devitrificada, apresentando cor de interferência alta em certos domínios. Predomina-se em toda a rocha a textura intergranular-holocristalina e subofítica de cristais de plagioclásio entremeados a mesóstase vítrea e em cristais de composição intermediária de clinopiroxênio e

anfibólio, respectivamente (Figura 3.2.3-4a). Tais cristais encontram-se dispostos de maneira predominantemente aleatória em textura tipo feltro. Localmente também podem ser observadas texturas esferulíticas de ripas de plagioclásio e domínios onde tais cristais encontram-se alinhados paralelamente (textura traquítica) (Figura 3.2.3-4b).

Figura 3.2.3-4: Lâmina TF-2018_XVII_155, na qual é possível observar (a) textura intergranular-holocristalina e subofítica de cristais de plagioclásio entremeados a mesóstase vítrea; (b) cristais de composição intermediária entre clinopiroxênio e anfibólio.



Andesitos

Tais rochas são encontradas como blocos centimétricos de até 75 cm de comprimento e coloração cinza esverdeada (Figura 3.2.3-5). São rochas afaníticas e de granulação fina a densa contendo vesículas e amígdalas de 1 a 3 cm de diâmetro, as amígdalas encontram-se preenchidas por quartzo e apresentam halos de alteração esverdeados de celadonita. Rocha com magnetismo aparente devido a presença de magnetita.

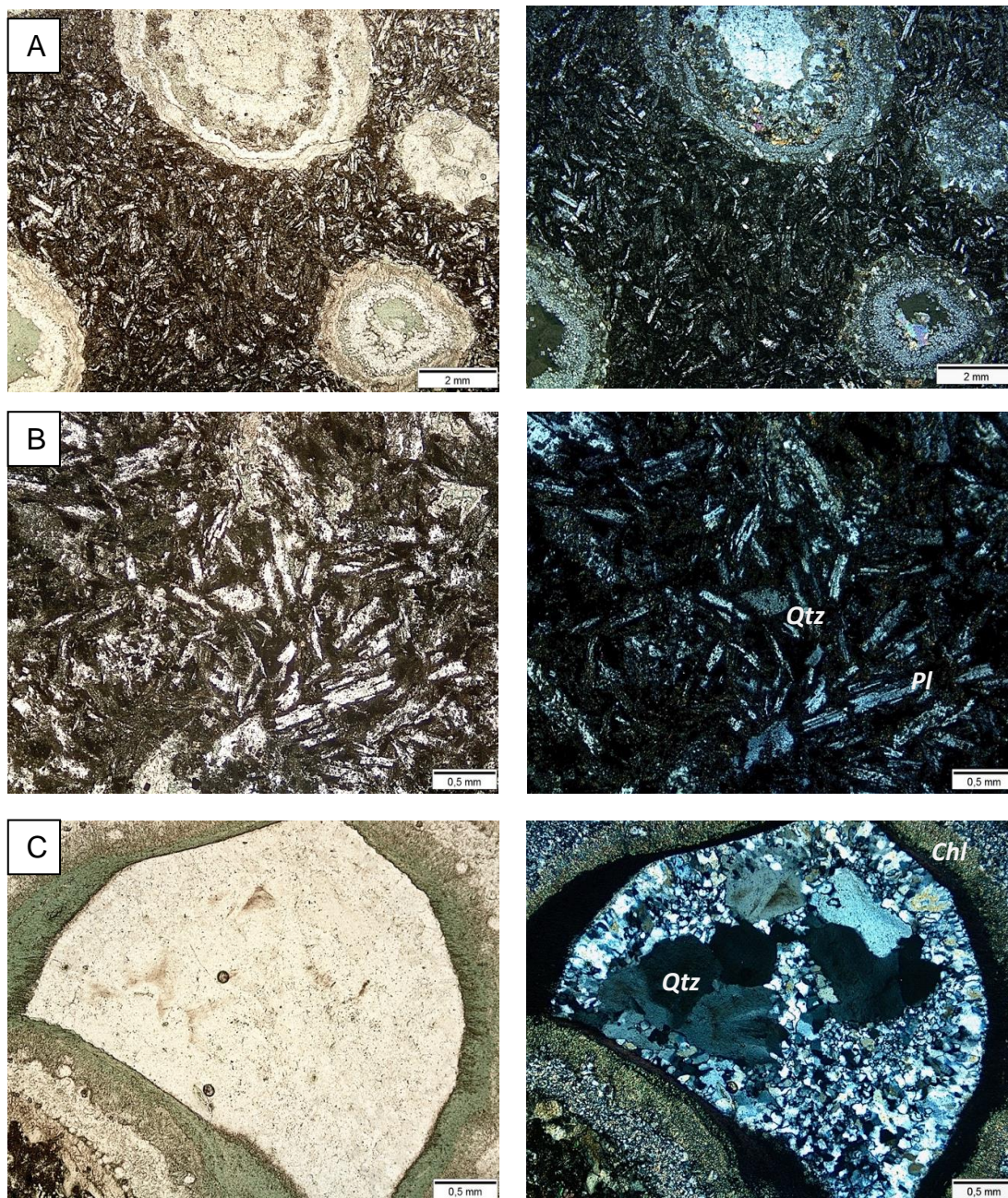
Figura 3.2.3-5: a) Bloco in situ (amostra TF-2018_XVII_37) evidenciando a coloração da rocha e tamanho das amígdalas; b) detalhe das amígdalas.



Em análise microscópica, a rocha é subfanerítica, hipovítrea e de granulação fina, pouco deformada e composta por cristais de plagioclásio (35%) ripiformes hipidiomórficos (15µm a 400µm) e quartzo (10%) xenomórficos (100µm a 200µm). Os cristais encontram-se imersos em matriz vítrea de granulação densa alterada localmente. A orientação dos cristais de plagioclásio em alguns domínios, definem uma textura traquítica para a rocha.

Óxidos de ferro, de caráter magnético, provável magnetita, encontra-se presente disseminados na matriz. Grande quantidade de amígdalas (1000µm a 2500µm) preenchidas por minerais de baixa temperatura e tardios, com aros de clorita, quartzo, epidoto, carbonato, agregados de quartzo microcristalino e zeólitas (Figura 3.2.3-6). Halos esverdeados de celadonita são frequentes. As fraturas encontram-se preenchidas por carbonato micrítico. A matriz vítrea encontra-se alterada e predominando em toda a rocha a textura intersertal-hialopilitica de cristais de plagioclásio entremeados a mesóstase vítrea (50%) e rica em epidoto (5%). Tais cristais encontram-se dispostos de maneira parcialmente aleatória (textura tipo feltro) em alguns domínios e de maneira subparalela nos demais domínios (textura traquítica).

Figura 3.2.3-6: Aspecto geral da rocha (lâmina TF-2018_XVII_37), na qual é possível observar microfenocristais de plagioclásio, amígdalas com aros de clorita, quartzo, epidoto, carbonato e agregados de quartzo microcristalino (a,c) em meio a textura intersertal-hialofítica de cristais de plagioclásio entremeados a mesóstase vítrea (b).



Amostras de rochas vulcânicas enviadas para análises geoquímicas forneceram resultados que permitem inseri-las na série subalcalina, nos campos de rochas ácidas e intermediárias. Por exemplo, amostra TF-2018_XVII_37 foi plotada no campo de dacito, entretanto as análises textural e composicional permitiram classifica-la como um andesito. Essa diferença essencialmente no conteúdo de SiO₂ seja devido a grande quantidade de amígdalas de diferentes tamanhos preenchidas por quartzo.

3.2.3.2. Unidade Vulcânica Ácida

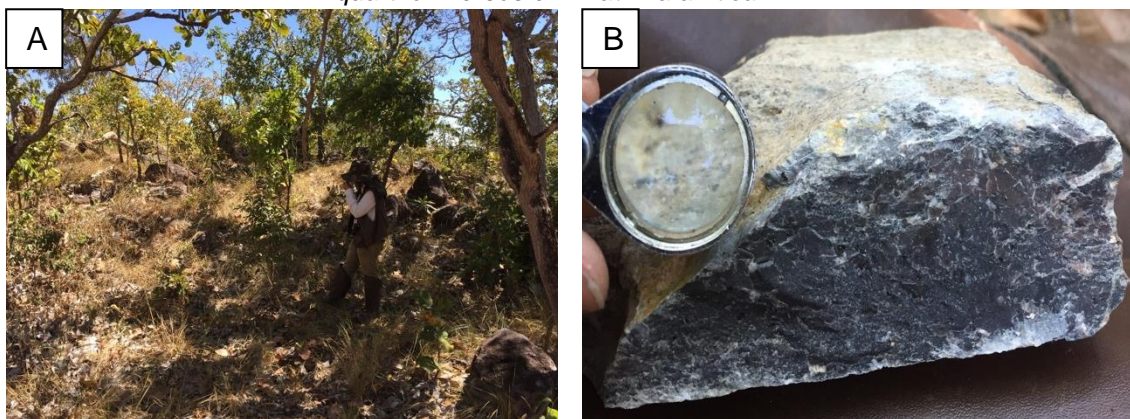
Essa unidade está inserida no domínio magnético 3 (DM3), caracterizado por uma coloração alaranjada indicando uma resposta intermediária ao método, e no

domínio gamaespectométrico 4 (DM4), marcado por uma coloração magenta relacionada a um enriquecimento em potássio e equivalentes de urânio, associado a uma menor taxa de lixiviação. Foram reconhecidos riolitos porfiríticos, tufos riolíticos, tufos líticos e brechas vulcânicas.

Riolito porfirítico

Essa unidade aflora na encosta de morro da porção sul da área. O relevo local é ondulado, tendo como vegetação predominante cerrado *sensu strictu*, com predomínio de vegetação aberta com árvores de pequeno a médio porte (Figura 3.2.3-7a). Afloramentos bastante intemperizados e com fraturas por vezes preenchidas por veios de quartzo. Esta unidade se apresenta em afloramentos em blocos de coloração preta arroxeada. São rochas porfiríticas compostas por fenocristais de quartzo (Figura 3.2.3-7b) e feldspato potássico imersos em matriz vítrea fina recristalizada.

Figura 3.2.3-7: a) Afloramento em blocos de riolitos porfiríticos; b) Sequência vulcânica ácida da Formação Monte do Carmo (amostra TF-2018_XVII_180). Observam-se fenocristais de quartzo imersos em matriz afanítica.

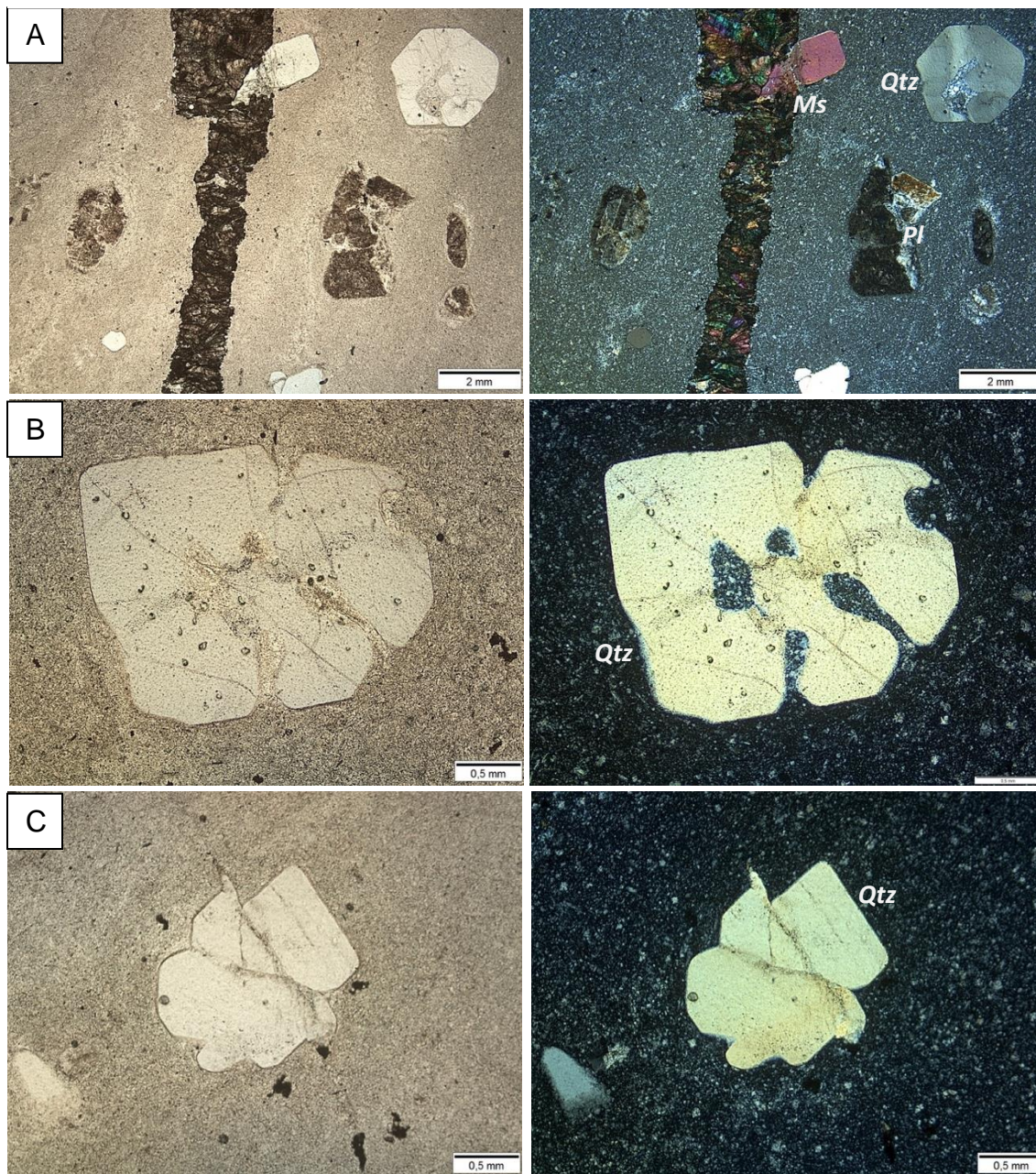


Em análise de microscopia óptica as rochas desta unidade caracterizam-se por ter uma textura subfanerítica, hipovítrea, porfirítica e de granulação fina a média, pouco a levemente deformada e composta por fenocristais de quartzo hipidiomórficos (100µm a 1000µm) hexagonais bipiramidais (Figura 3.2.3-8c) ou apresentando textura de corrosão em golfo (Figura 3.2.3-8b), típico de reabsorção em rochas vulcânicas ácidas. Os fenocristais de quartzo (30%) possuem extinção ondulante, enquadrados no regime 1 de deformação do quartzo (BLG). Fenocristais de muscovita (10%) hipidiomórficos (150µm a 600µm) em matriz vítrea-quartzo feldspática recristalizada

(50%) (Figura 3.2.3-8a). Cristais xenomórficos de plagioclásio (10%) encontram-se saussuritizados em meio a epidoto e clorita resultantes da alteração.

A matriz, originalmente vítrea, encontra-se recristalizada. São identificadas diversas fraturas, que pervasam a rocha, preenchidas com quartzo e mica.

Figura 3.2.3-8: Fotomicrografias de riolito porfírico (lâmina TF-2018_XVII_180), da Unidade Vulcânica Ácida da Formação Monte do Carmo, na qual é possível observar a) matriz vítrea-quartzo feldspática recristalizada; b) quartzo apresentando textura de corrosão em golfo; c) fenocristais de quartzo hipidiomórficos hexagonais bipiramidais.



Tufos riolíticos, líticos e brechas vulcânicas

Essa unidade aflora em faixa NE-SW na porção central da área, em afloramentos métricos expostos em drenagens de direção W-E nas proximidades da Fazenda Novo Horizonte. O relevo local é suave ondulado a ondulado, tendo como vegetação predominante mata ciliar aberta a densa.

Três litotipos distintos de rochas vulcânicas piroclásticas foram reconhecidos. Todas são de composição riolítica e foram classificadas como tufos riolíticos, tufos líticos e brechas vulcânicas.

Os tufos riolíticos são encontrados na forma de afloramentos de rochas vulcânicas de coloração cinza claro a cinza escuro afaníticas. Na maioria se observa estruturas de fluxo magmático o qual é comum em derrames riolíticos (Figura 3.2.3-9). Alternam-se porções de granulações fina e porções de granulação densa.

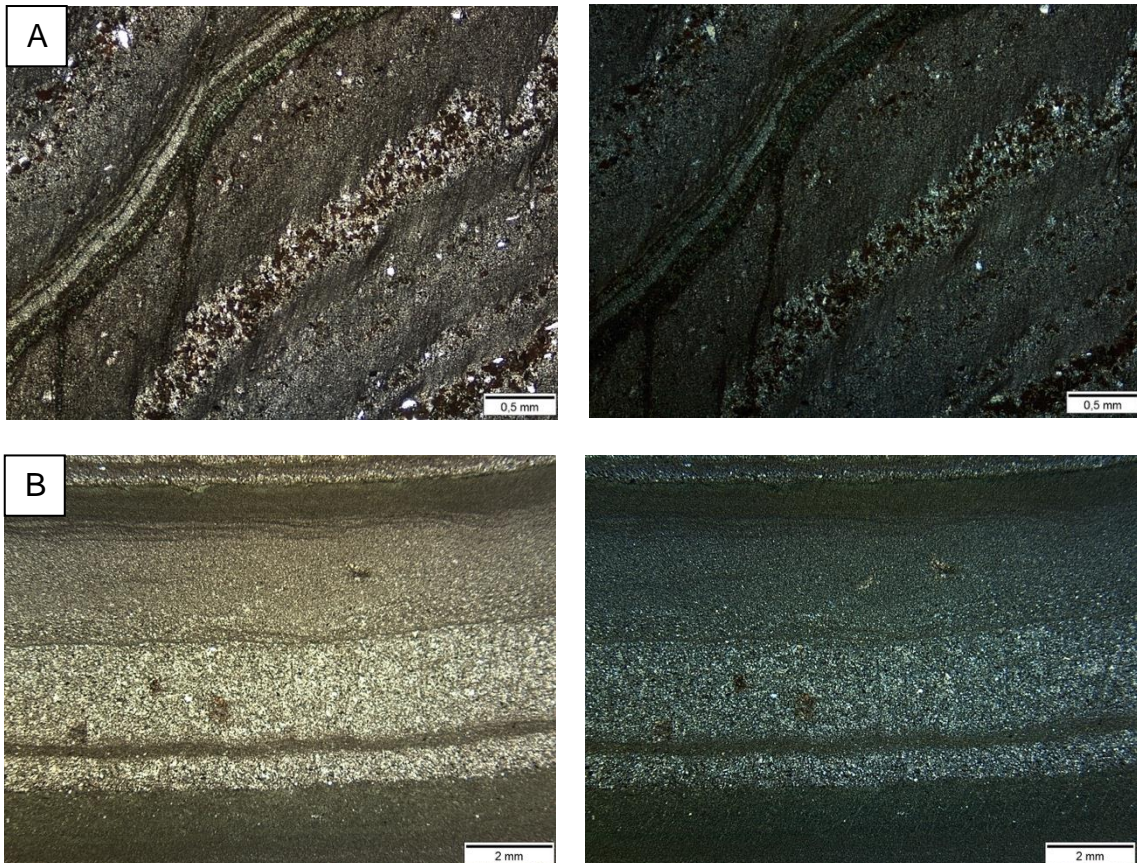
Figura 3.2.3-9: Amostras de tufos riolíticos pertencentes à Sequência Vulcânica Ácida da Formação Monte do Carmo, nas quais pode-se observar possível bandejamento por fluxo ígneo. Amostra TF18-XVII-61 (a) e Amostra TF18-XVII-66 (b).



Microscopicamente são rochas subfaneríticas, hipovítreas e de granulação muito fina a densa, pouco a levemente deformadas e composta por fenocristais de quartzo (25%) xenomórficos (20µm a 200µm) em matriz vítrea-quartzo feldspática (10%) recristalizada e bandada. A rocha possui bandejamento composicional na qual se observa níveis ricos em fenocristais de quartzo, clorita (15%) e cinzas vulcânicas (50%) (Figura 3.2.3-10a) que alternam com níveis mais vítreos recristalizados. Este bandejamento encontra-se perturbado devido ao metamorfismo de baixo grau observado em algumas amostras (Figura 3.2.3-10b).

Essas rochas de granulação muito final poderiam ser classificadas como depósitos laminados de cinza (depósitos de queda) ou como fluxos piroclásticos riolíticos (ignimbritos). Sua mineralogia quartzosa em meio a uma matriz vítrea-microcristalina e de cinzas vulcânica, define a rocha como sendo um tufo riolítico.

Figura 3.2.3-10: Fotomicrografias de tufo riolítico bandados da Sequência Vulcânica Ácida da Formação Monte do Carmo. Lâminas TF-2018_XVII_61 e TF-2018_XVII_66 apresentando (a) intercalação de níveis ricos em fenocristais de quartzo e clorita intercalados com níveis finos de difícil identificação.



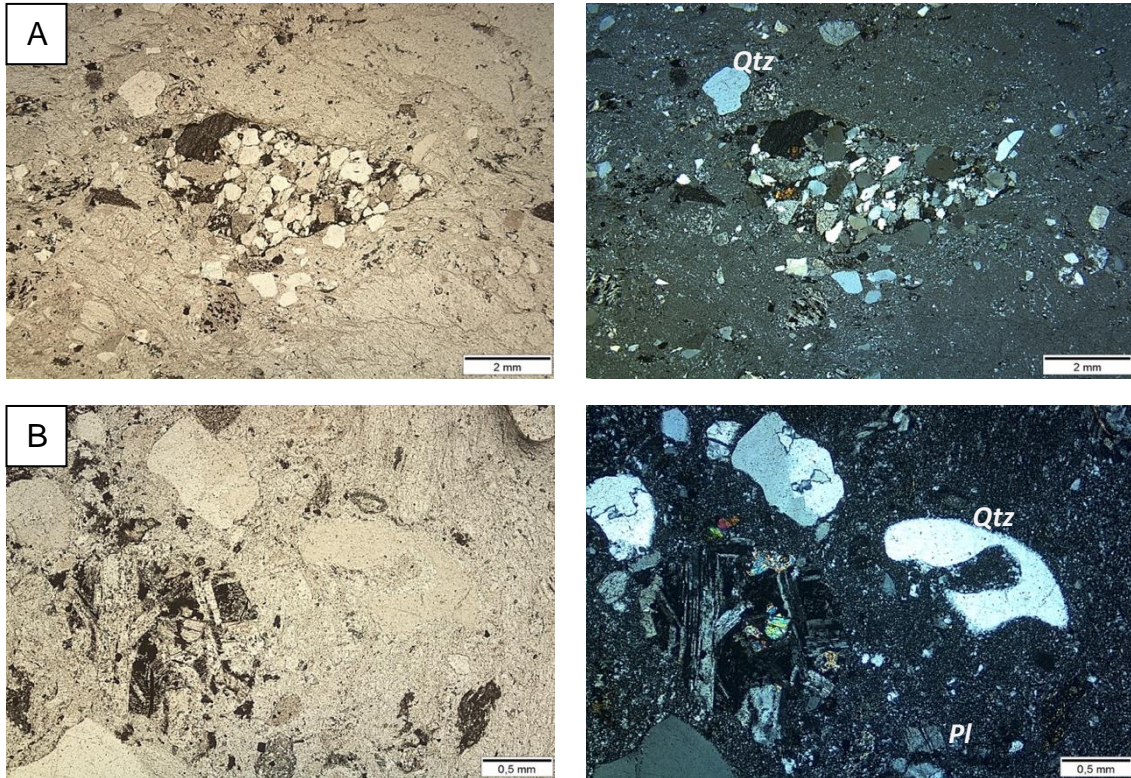
O segundo litotipo, foi classificado com tufo lítico, encontrados em forma de blocos *in situ* de escala centimétrica (até 80 cm) caracterizadas por uma coloração arroxeada, granulação grossa, com fragmentos líticos de até 6 mm dispersos em uma matriz vulcânica.

São rochas subfaneríticas, hipovítreas e de granulação fina a grossa, pouco deformada, não bandada e composta por fragmentos líticos angulosos de rochas ígneas e sedimentares além de cristais de quartzo xenomórfico (15µm a 400µm), plagioclásio (15µm a 700µm) e feldspato potássico (200µm a 400µm) em meio a uma matriz vítrea (Figura 3.2.3-11a).

Os cristais de quartzo (30%) que compõe a rocha, apresentam textura de absorção em golfo e os cristais de plagioclásio (15%) encontram-se saussuritizados.

É evidenciado em alguns domínios textura eutaxítica entre grãos de quartzo e feldspato e a matriz vítrea (25%) da rocha (Figura 3.2.3-11b).

Figura 3.2.3-11: Fotomicrografias de tufo lítico da Sequência Vulcânica Ácida da Formação Monte do Carmo (lâmina TF-2018_XVII_91b), nas quais é possível observar (a) textura eutaxítica entre cristais de quartzo e feldspato potássico em matriz vítrea e fragmento lítico e (b) textura de absorção em golfo de quartzo. Os cristais de plagioclásio encontram-se saussuritizados.



A rocha possui em sua composição 30% de fragmentos líticos, de origem ígnea e sedimentar. Fragmentos de rochas psamíticas imaturas que contém ou não feldspato potássico, rochas vulcânicas básicas a intermediárias, rochas vulcânicas ácidas e piroclásticas e agregados policristalinos de origem vulcânica. Os fragmentos líticos em sua maioria são angulosos a sub angulosos.

As brechas vulcânicas são encontradas como blocos *in situ* que possuem matriz fina esverdeada com fenocristais subarredondados de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e opacos, apresentam textura brechóide (TF-2018_XVII_93).

3.2.3.3. Unidade Sedimentar

Litofácies psamopelítica (siltitos argilosos, arcóseos e grauvas feldspáticas)

Essa litofácies aflora em faixa NE-SW na porção central da área, em afloramentos métricos expostos em drenagens de direção W-E. Está inserida no domínio magnético 3 (DM3), caracterizado por uma coloração alaranjada indicando

uma resposta intermediária ao método, e no domínio gamaespectométrico 4 (DM4), marcado por uma coloração magenta relacionada a um enriquecimento em potássio e equivalentes de urânio, associado a uma menor taxa de lixiviação. O relevo local é suave ondulado a ondulado, tendo como vegetação predominante mata ciliar aberta a densa.

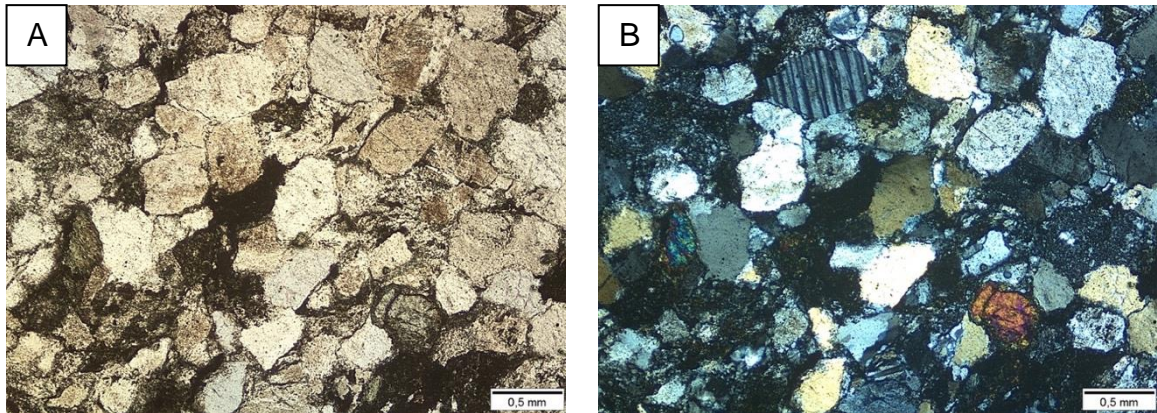
Afloramentos de rochas sedimentares homogêneas, mas podendo conter domínio com diferentes granulometrias, de coloração cinza claro a cinza escuro. Matriz argilosa com grãos de quartzo e plagioclásio. Deformação essencialmente rúptil com várias famílias de fraturas (Figura 3.2.3-12).

Figura 3.2.3-12: Afloramento típico das rochas sedimentares psamíticas imaturas da Formação Monte do Carmo ao longo de drenagem, evidenciando deformação essencialmente rúptil.



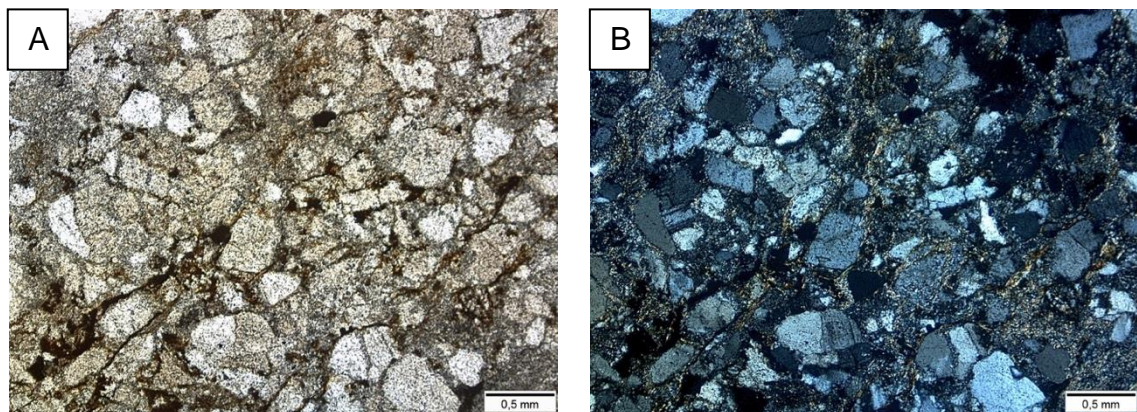
Os árcoseos foram descritos como rochas sedimentares psamíticas imaturas e caracterizam-se por um arcabouço quartzo-feldspático em um empacotamento fechado e cimentação incipiente. A granulometria varia desde 50µm a 800µm. A fase mineral mais abundante é o quartzo (80%), seguido de plagioclásio (15%) e feldspato potássico (microclínio) (5%). Os grãos são em sua predominância subangulosos e bem selecionados (Figura 3.2.3-13). Os contatos em sua maioria são suturados a pontuais. Rocha com baixa porosidade. Ausência de fragmentos líticos e possui rutilo como mineral acessório (<1%).

Figura 3.2.3-13: Fotomicrografias de arcoseo da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo (lâmina TF-2018_XVII_59), em nicóis paralelos (a) e nicóis cruzados (b). É possível observar grãos de quartzo subangulosos e bem selecionados, contatos suturados a pontuais e ausência de fragmentos líticos.



As grauvas feldspáticas possuem arcabouço quartzo-feldspático em um empacotamento fechado, cimentação incipiente e matriz argilo-micácea, podendo conter na rocha lentes de siltito e/ou argilito. Sua granulometria varia desde fina a muito fina 10µm a 300µm. A fase mineral mais abundante é o quartzo (80%), seguido de plagioclásio (20%) (Figura 3.2.3-14). Os grãos são em sua predominância subangulosos e pobremente selecionados. Os contatos em sua maioria são suturados a pontuais. Rocha com porosidade baixa.

Figura 3.2.3-14: Fotomicrografias de grauva feldpática da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo (lâmina TF-2018_XVII_60), em nicóis paralelos (a) e nicóis cruzados (b). Pode-se observar quartzo e plagioclásio como fases minerais mais abundantes, grãos subangulosos e mal selecionados, contatos suturados a pontuais.



A porção pelítica dessa unidade é pouco representativa na área mapeada. A partir de dos pontos mapeados pela área XIV, pode-se caracterizá-la como siltitos argilosos de cores rosadas e acamamento sedimentar preservado (Figura 3.2.3-15), e apresentam mergulho para ESSE (Figura 3.2.3-16), paralela ao acamamento primário.

Figura 3.2.3-15: Metapelito da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, aflorante da área XIV (TF-2018_XIV_81).



Figura 3.2.3-16: Amostra de mão de metapelito da Formação Monte do Carmo, aflorante na área XIV (TF-2018_XIV_81).

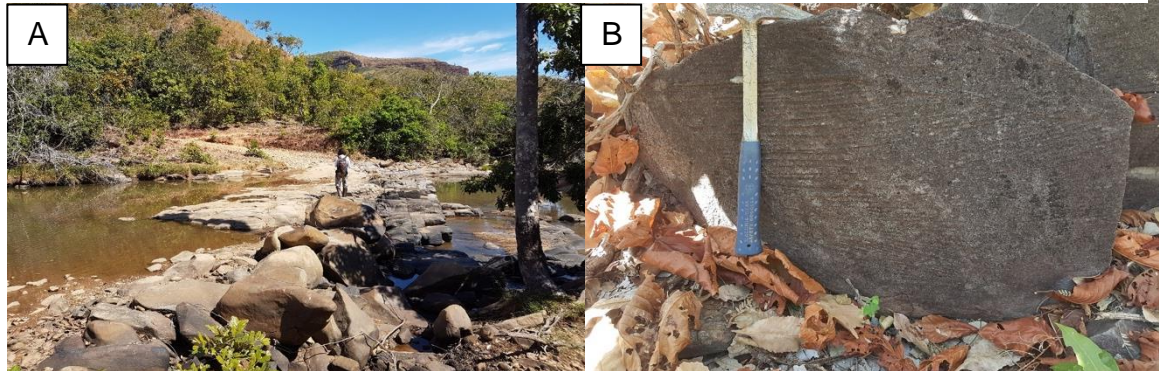


Litofácies psamítica lítica (grauvacas líticas)

Essa unidade aflora em faixa NE-SW na porção nordeste da área, em afloramentos métricos expostos em drenagens de direção W-E, por vezes formando barragens naturais (Figura 3.2.3-18a), além de cortes de estrada. Está inserida no domínio magnético 3 (DM3), caracterizado por uma coloração alaranjada indicando uma resposta intermediária ao método, e no domínio gamaespectométrico 3 (DM3), marcado por uma forte coloração avermelhada, o que indica alta resposta no canal do potássio, associado a lixiviação do elemento potássio. O relevo local é suave ondulado a ondulado, tendo como vegetação predominante mata ciliar aberta. Rochas sedimentares maciças, apresentando foliações espaçadas com diferentes famílias de fraturas, grãos mal selecionados e subangulosos em matriz fina com cristais anédricos de quartzo e fragmentos líticos.

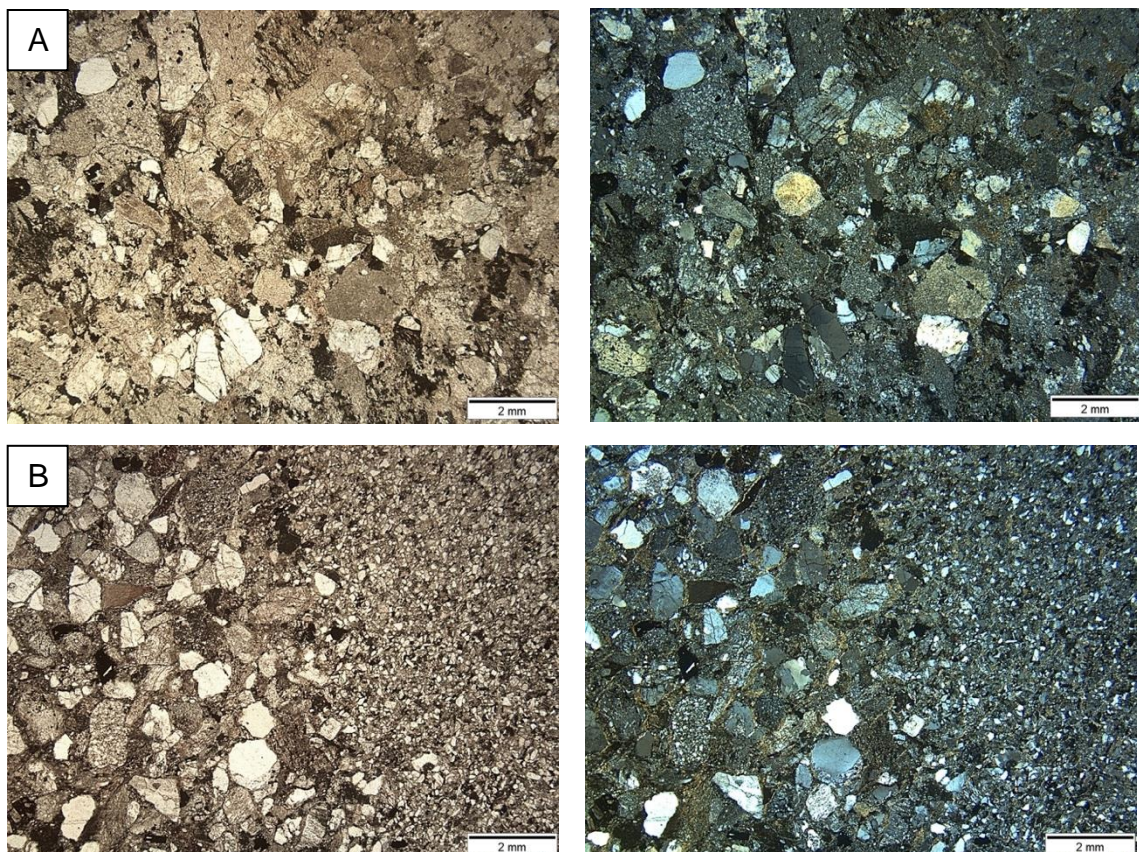
Nos afloramentos em geral observam-se porções mais grossas com clastos ligeiramente deformados e estirados, além de intercalações de camadas de granulometria mais grossas (conglomerados) a mais finas (ardósia, silte e areia fina) ao longo do *trend* NE-SW. Clastos de coloração mais clara apresentam-se caulinitizados. Por vezes é possível observar estratificação cruzada acanalada preservada nos afloramentos (Figura 3.2.3-18b).

Figura 3.2.3-18: a) Afloramento rochas psamíticas imaturas líticas formando barragem natural; b) Rocha psamítica imatura lítica, notar presença de estratificação cruzada acanalada.



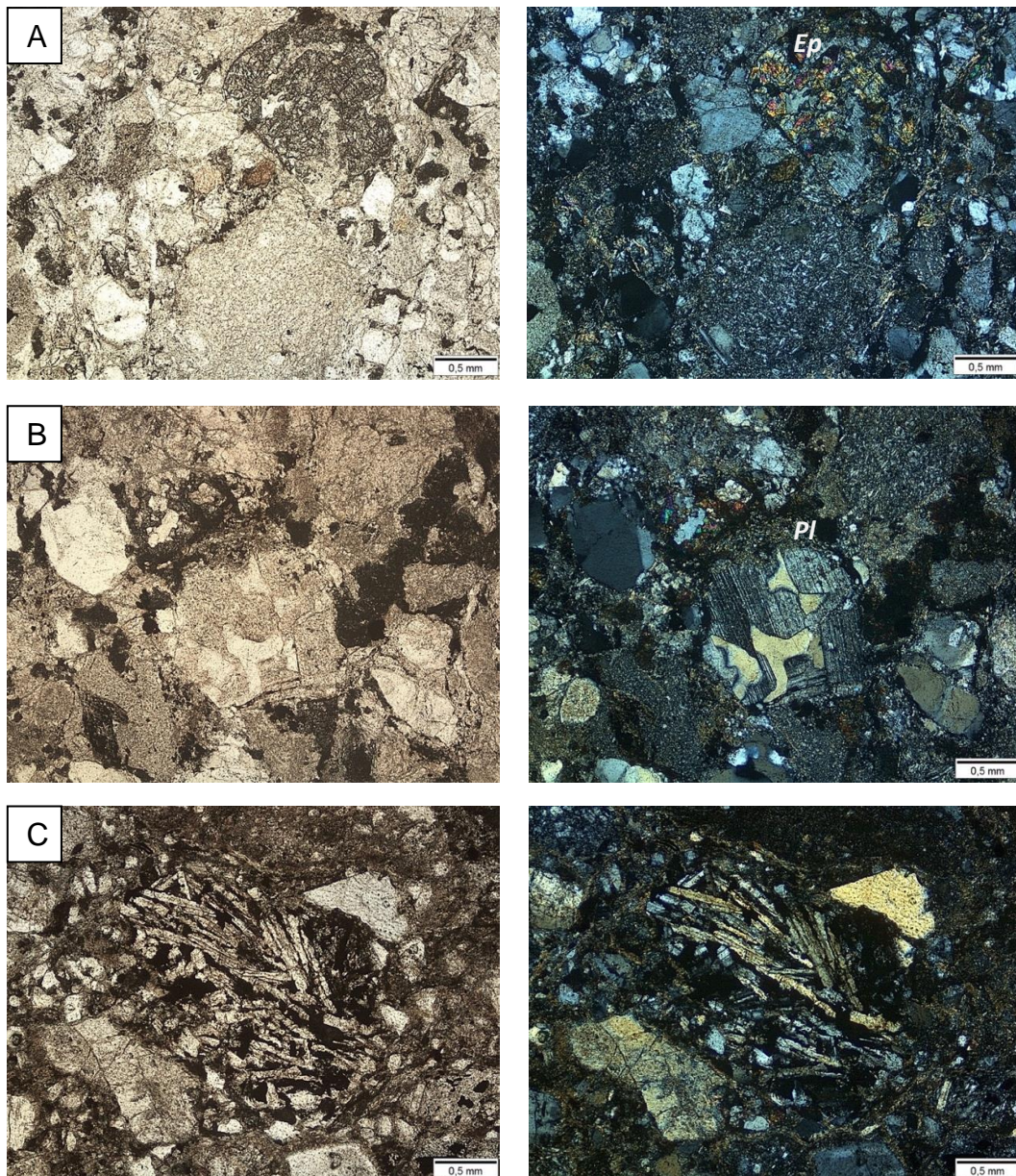
Em lâmina se observa que essa rocha é um psamito, composto por um arcabouço quartzo-feldspático e fragmentos líticos (30%). Cimentação incipiente e presença de matriz argilo-micácea que ultrapassa 20%. A granulometria varia desde 25µm a 400µm. A fase mineral mais abundante é o quartzo (70%), seguido de plagioclásio (30%). Os grãos são em sua predominância subangulosos e mal selecionados (Figura 3.2.3-17a). Os contatos em sua maioria são suturados a pontuais (Figura 3.2.3-17b). Rocha com baixa porosidade.

Figura 3.2.3-17: Fotomicrografias de gravaca lítica (lâmina TF-2018_XVII_102), apresentando (a) grãos subangulosos e mal selecionados e (b) contatos suturados a pontuais.



Os fragmentos líticos são de áreas fontes de origem ígnea e sedimentar, sendo eles: fragmentos de rochas vulcânicas ácidas (riolito) a básicas-intermediárias (traquito, andesito e basalto), siltitos e quartzitos de 250µm a 1000µm, em sua maioria são arredondados a subarredondados. Em meio aos fragmentos líticos, é possível observar minerais máficos alterados provenientes de rochas vulcânicas intermediárias (Figura 3.2.3-19a), textura de reabsorção em quartzo e feldspato em meio ao arcabouço (Figura 3.2.3-19b). Também são encontrados agregados mono e policristalinos de quartzo e outras texturas de origem vulcanogênica (Figura 3.2.3-19c).

Figura 3.2.3-19: Fotomicrografias de grauvaça lítica (lâmina TF-2018_XVII_101) apresentando (a) clastos de rochas vulcânicas afaníticas, clastos de epidotos provenientes de rochas vulcânicas intermediárias cálcicas; (b) textura de reabsorção em quartzo e feldspato em meio ao arcabouço; (c) clastos de rochas vulcânicas intermediárias com textura traquítica.



Litofácies psefítica (conglomerados polímiticos)

Essa unidade aflora em faixa NE-SW na porção central e nordeste da área, em afloramentos métricos expostos em drenagens de direção W-E e em cortes de estrada. Também está inserida no domínio magnético 3 (DM3) e domínio gamaespectométrico 3 (DM3). O relevo local é suave ondulado a ondulado, tendo como vegetação predominante mata ciliar aberta.

São rochas de granulometria areia grossa com fenocristais centimétricos de quartzo e feldspato potássico. Conglomerados com inúmeros clastos de proveniência distinta, heterogêneos, mal selecionados, matriz e clasto suportado (50%-50%). Os clastos encontram-se arredondados indicando que houve transporte e retrabalhamento e são compostos por granito, riolito, seixos de quartzo e feldspato potássico, anfibólio e demais fragmentos líticos (Figura 3.2.3-20).

Figura 3.2.3-20: Conglomerado polimítico com aproximadamente 50% de clastos subarredondados e 50% de matriz da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo (amostra TF-2018_XVII_172).



Foram definidas como rochas psefíticas imaturas, mal selecionadas e textura bimodal clasto suportado com matriz areno-argilosa. Sem orientação preferencial e estratificação aparente. Apresenta dois tipos de clastos: clastos menores subangulosos a subarredondados de composição quartzo-feldspática e que sua granulometria varia de 25µm a 400µm, com o predomínio das fases minerais, em ordem de abundância respectivamente, quartzo (75%), feldspato potássico (10%) e plagioclásio (15%) (Figura 3.2.3-21) e fragmentos líticos (50%) de rochas vulcânicas

ácidas (riolito), intermediárias a básicas (andesito e basalto) e rochas de origem sedimentar (siltitos e quartzitos) de 250 μ m a 1000 μ m (Figura 3.2.3-22). É possível observar nos fragmentos líticos, minerais máficos alterados e textura pertítica em feldspatos, textura de reabsorção em quartzo e feldspato (Figura 3.2.3-23).

Figura 3.2.3-21: Fotomicrografias de conglomerado polimítico. Visão geral da lâmina TF-2018_XVII_171.

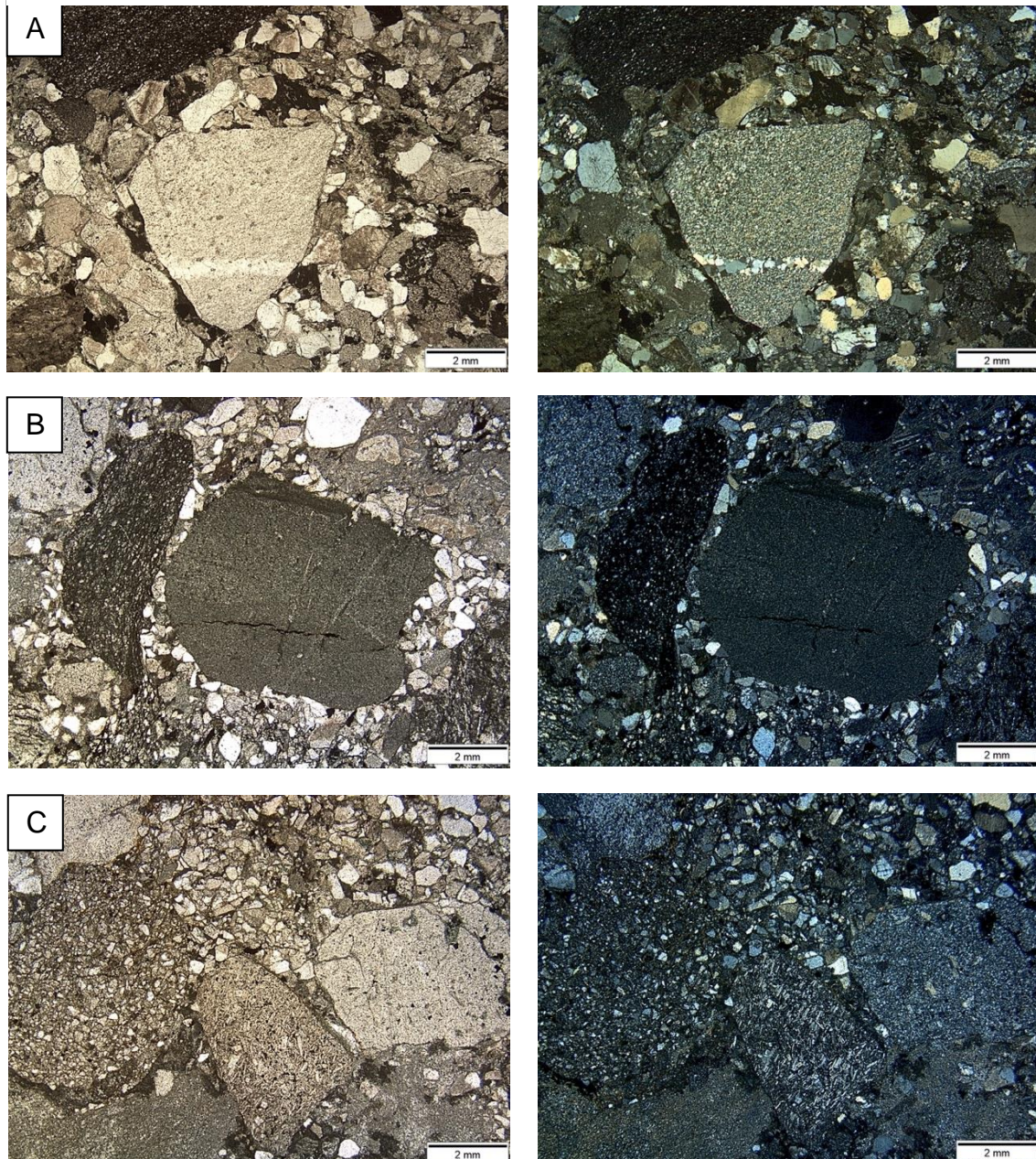


Figura 3.2.3-22: Fotomicrografias de conglomerado polimítico (lâmina TF-2018_XVII_171), apresentando (a) clastos feldspato potássico (microclínio); (b) agregados de minerais máficos intemperizados e epidoto; (c) fragmento lítico de possível rocha ígnea vulcânica intermediária.

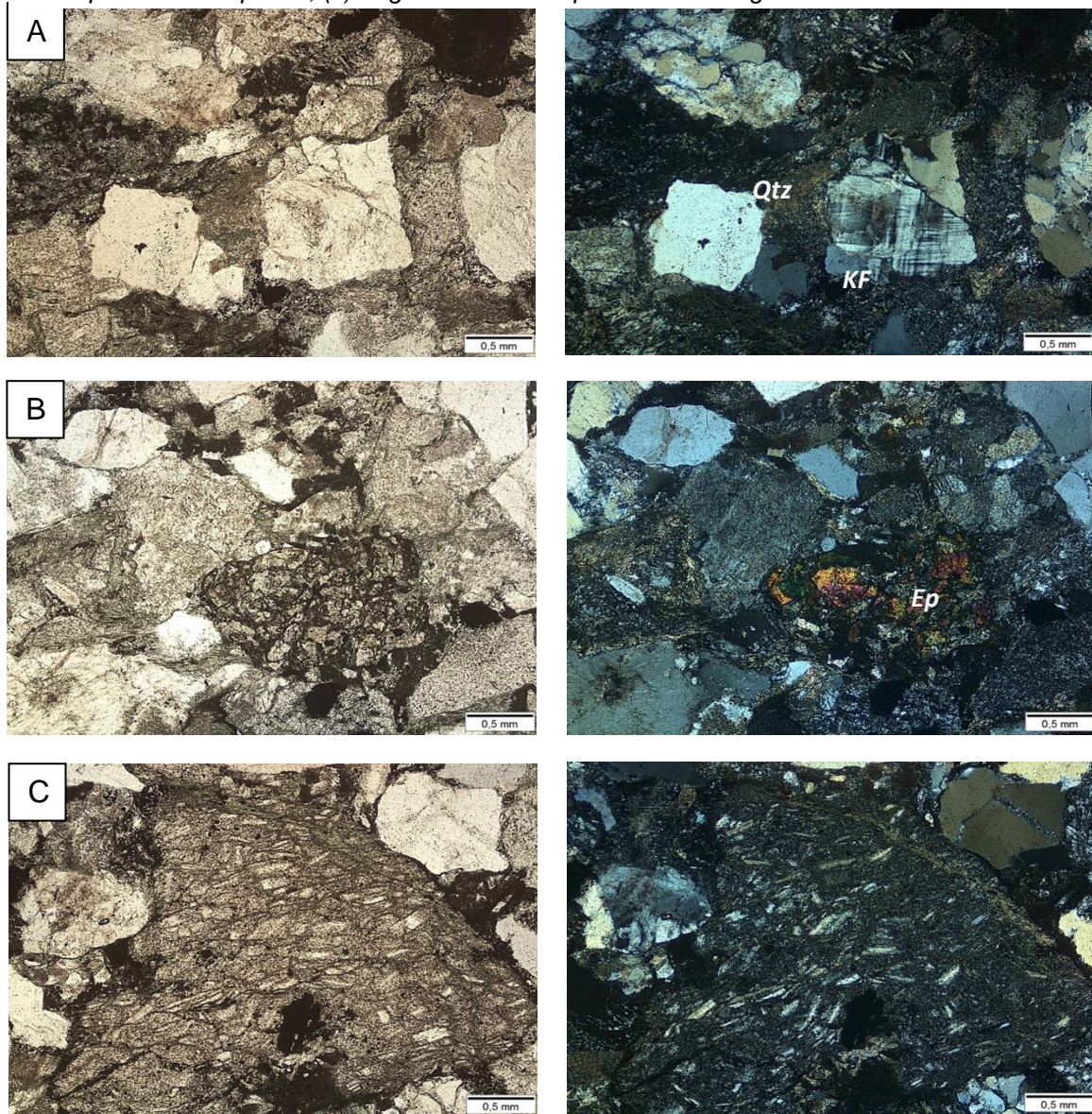
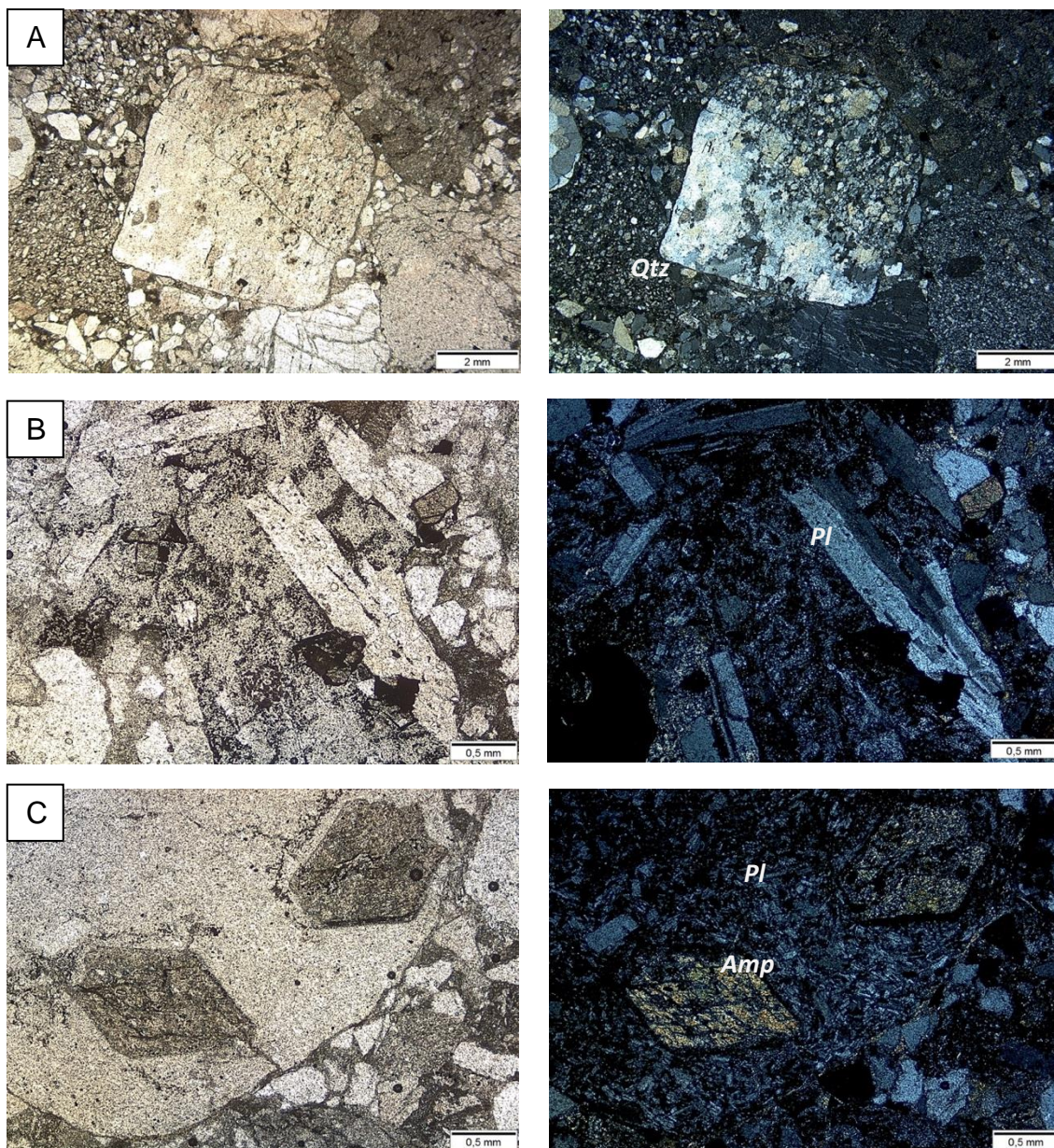


Figura 3.2.3-23: Fotomicrografias de conglomerado polimítico (lâmina TF-2018_XVII_171), apresentando (a) agregado policristalino de quartzo; (b) fragmento lítico de rocha vulcânica máfica ou intermediária com ripas de plagioclásio em textura tipo feltro e esferulítica; (c) fragmento lítico de rocha vulcânica traquítica com cristais eudrais de hornblenda alterada.



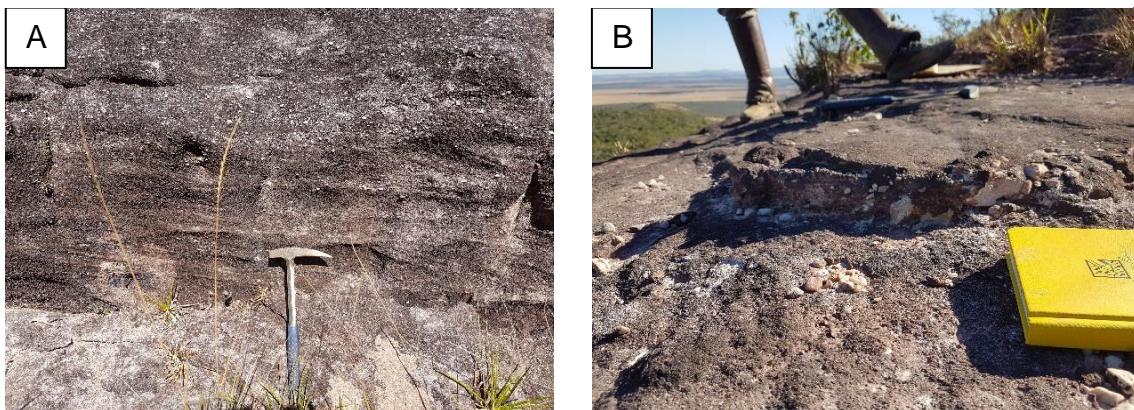
3.2.4. Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, na região do Projeto Monte do Carmo, é representada apenas por suas unidades basais, que são encontradas por toda sua borda sudoeste. Na área XVII são observadas as Formações Jaicós e Pimenteiras, que formam pequenos morrotes acima da Formação Monte do Carmo por contato erosivo e angular.

Formação Jaicós

A Formação Jaicós pertence ao Grupo Serra Grande e compõe a porção basal da Bacia do Parnaíba nesta região. Encontra-se exposta na área na porção sudeste em afloramentos do tipo paredão de escala decamétrica no topo dos morros. Afloram nessa região camadas de arenitos médio/grossos, subangulosos, mal selecionados, friáveis com estratificação cruzada acanalada (Figura 3.2.4-1a) sotopostos por camadas de orto e paraconglomerados, matriz suportados com seixos subangulosos (Figura 3.2.4-1b), podendo-se notar uma superfície de ravinamento.

Figura 3.2.4-1: a) Afloramento evidenciando arenito médio com estratificação cruzada acanalada; b) Conglomerado matriz suportado com seixos subangulosos.



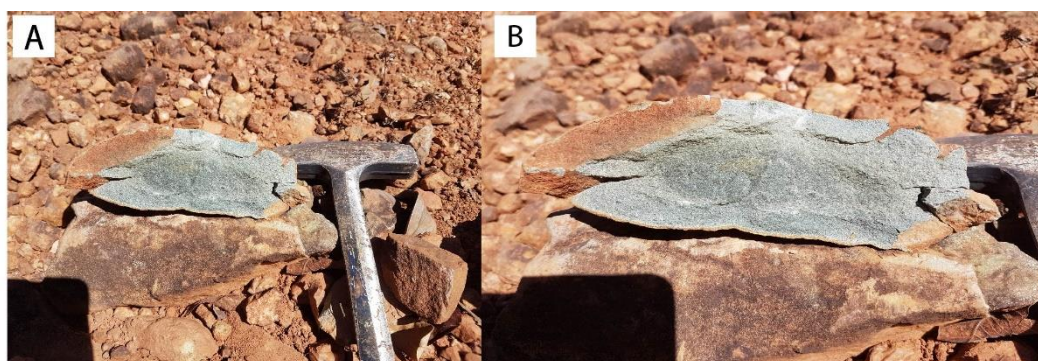
Formação Pimenteiras

A Formação Pimenteiras pertence ao Grupo Canindé e também está exposta na área em afloramentos do tipo paredão de escala decamétrica. Afloram nessa região arenitos finos mal-selecionados com intercalações centimétricas (1 a 4 cm) de siltito, apresentando estratificação cruzada. Nas porções mais finas observa-se uma concentração mais elevada de ferro, indicada por uma coloração roxa escura, variando entre laranja (goethita) e vermelho (hematita), estes sedimentos ricos em ferro são denominados como *Ironstones*. Sotopostos às camadas dos arenitos encontram-se camadas de ritimitos constituídos pela intercalação de siltitos e argilitos de aproximadamente 5cm apresentado estratificações plano-paralelo e cruzadas do tipo *hummocky*.

3.2.5. Diques máficos

Essa unidade é exposta na área na forma de um afloramento de rocha fresca rasteiro, encontrado ao longe de estrada de terra em meio a solo avermelhado. Rocha de estrutura maciça, granulação fina a média com porções mais grossas (Figura 3.2.5-1). Apresenta plagioclásio (40%), biotita (10%), piroxênio (35%), anfibólio (15%) e clorita como mineral de alteração. Pela granulação e estruturação essa rocha foi classificada como subvulcânica máfica.

Figura 3.2.5-1: Rocha de estrutura maciça, granulação fina a média subvulcânica.



3.2.6. Lateritos (Nqdl)

A maior parte da porção oeste da área encontra-se encoberta por lateritos de textura vermiforme, compostos por goethita, hematita, caolinita e quartzo (Figura 3.2.6-2). O solo presente nessa região possui cor avermelhada e apresenta resposta magnética, provavelmente devido a transformação da hematita para magnetita por processos de aumento de temperatura.

Foram realizadas análises geoquímicas em duas amostras de lateritos da área XVII (TF-2018_XVII_29 e TF-2018_XVII_29b), revelando a presença dos elementos Ni, Cr e Zr (Tabela 3.2.6-1). Tais elementos são caracteristicamente imóveis, o que indica uma composição máfica para o protólito desses lateritos.

Tabela 3.2.6-1: Resultados de análises geoquímicas das amostras de lateritos da área XVII (TF-2018_XVII_29 e TF-2018_XVII_29b).

	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Li	Mo	Ni	P	Pb	Sr	V	Zn	Zr
TF18-XVII-29b	60,5	53,8	25,8	14,2	584,7	43,9	2,1	5	22,7	1603,2	19,3	15,4	944,3	53,3	101,6
TF18-XVII-29	65,8	47,5	29,4	19,5	592,5	46,5	1,6	5,3	20,9	1544,2	27,1	6,9	993,4	52,3	108,1

A partir do diagrama ternário SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃ foi possível classificar a intensidade de lateritização da rocha como incipiente (Figura 3.2.6-1).

Figura 3.2.6-1: Diagrama ternário $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$, com os resultados de amostras de lateritos do Projeto Monte do Carmo.

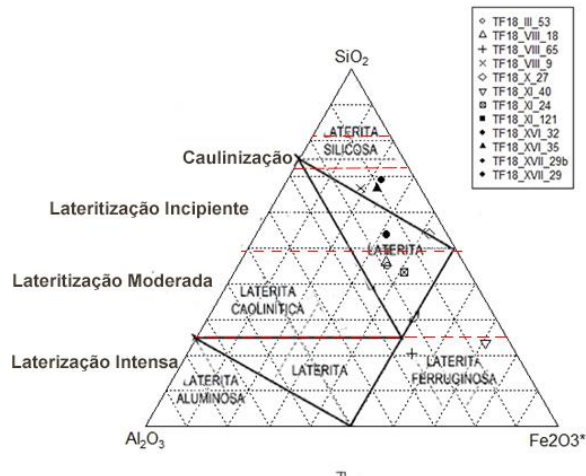
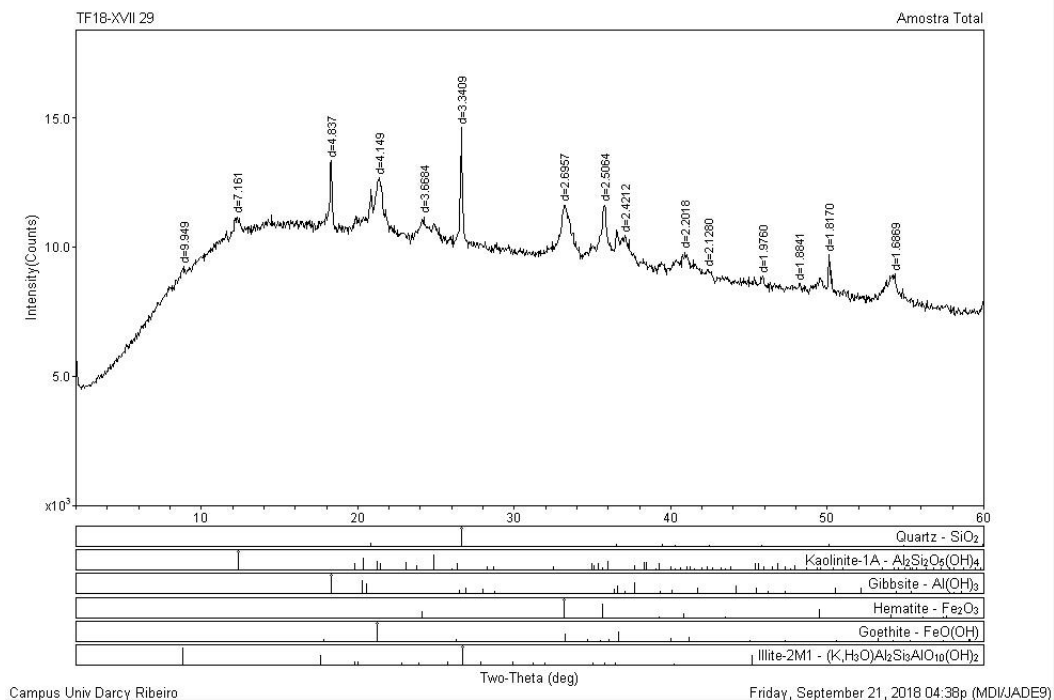
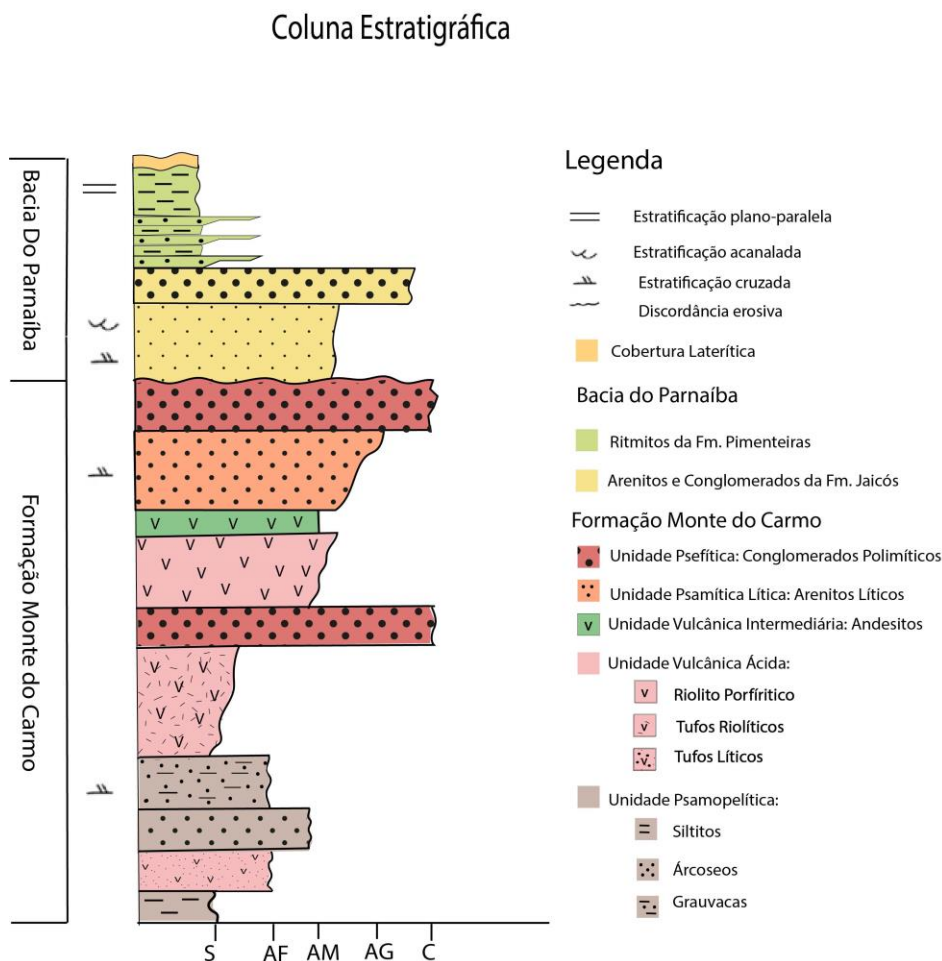


Figura 3.2.6-2: Difratoograma de raio-x da laterito (amostra TF17-XVII-29). Notar presença de quartzo, hematita, goethita e caulinita.



As principais unidades litoestratigráficas descritas podem ser observadas na coluna estratigráfica da área XVII (Figura 3.2.6-3).

Figura 3.2.6-3: Coluna estratigráfica da Área XVII.



3.3. Geologia Estrutural

A região do Projeto Monte do Carmo é caracterizada por uma trama anastomosada de *trend* NNE-SSW, onde os contatos entre as unidades litoestruturais são limitados por traços associados a zonas de cisalhamento. Essa trama cisalhante apresenta-se muitas vezes modificadas por falhas normais de *trend* NW-SE, segmentando e embutindo unidades litoestruturais em diferentes níveis.

Zonas de cisalhamento são componentes comuns em vários terrenos metamórficos. Elas dividem grandes regiões em subdomínios ou blocos litotectônicos que contém elementos estruturais e tectônicos primários similares. A compreensão do histórico geológico e os processos tectônicos nessas regiões dependem do entendimento da história tectônica dessas zonas de cisalhamento com as unidades adjacentes.

O mapeamento dessas zonas, assim como a definição dos domínios

estruturais, utilizou da integração de dados de aeromagnetometria, imagens de satélite e dados de campo. Nas imagens de aeromagnetometria as zonas de cisalhamento são expressas na forma de estruturas de primeira ordem com forte contraste em relação as estruturas de segunda e terceira. Em imagens de satélite, apresentam forte controle sobre feições superficiais como serras, rios e drenagens, e em campo apresentam tramas miloníticas e outras estruturas indicativas de regime dúctil.

3.3.1. Quadro Estrutural Regional

Ao todo, foram individualizadas 4 zonas de cisalhamento principais, denominadas de: Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento Cruz e Zona de Cisalhamento Areias. Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Figura 3.3.1-1).

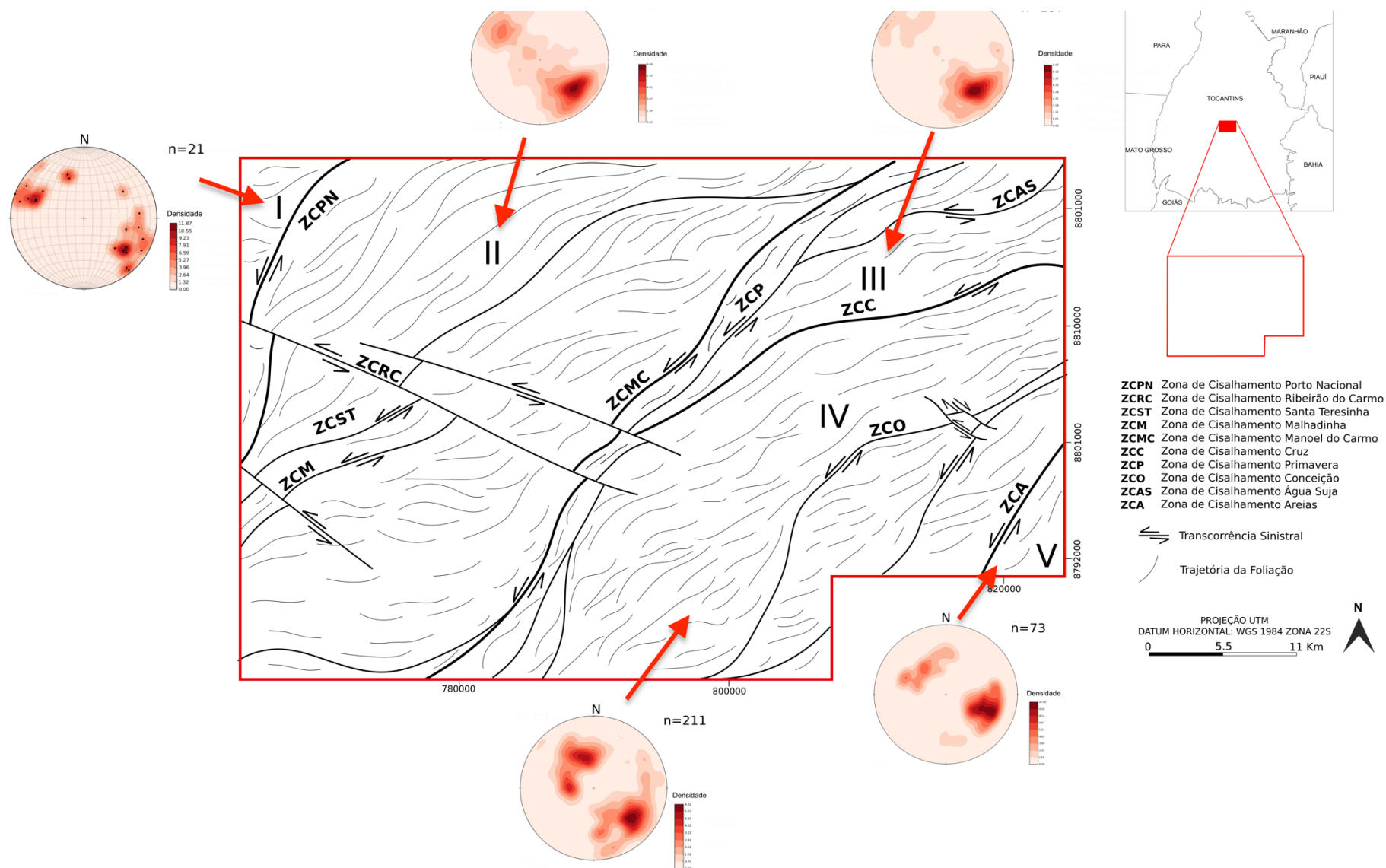
A **ZCPN** está situada na parte oeste da área mapeada, apresenta traço sinuoso de direção NNE-SSW ao norte e N-S na porção sul. Possui aproximadamente 1,5km de espessura e extensão que extrapola a área mapeada. É caracterizada por cisalhamento de alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCMC** é localizada na parte central do projeto e sua expressão em superfície é bem marcada pela serra homônima. Apresenta *trend* NE-SW nas porções norte e centro, e próximo a extremidade sul da área mapeada sofre uma inflexão súbita que muda seu *trend* para N-S. É caracterizada por cisalhamento de médio a alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCC** compreende uma estrutura de aproximadamente 30 km, situada na porção nordeste da área. Apresenta *trend* NE-SW e cinemática sinistral e é caracterizada por um cisalhamento de médio a alto ângulo.

A **ZCA** é observada no extremo sudeste da área, com extensão de aproximadamente 10 km e *trend* NE-SW.

Figura 3.3.1-1: Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.



Domínio I

Localizado no extremo oeste do Projeto Monte do Carmo este domínio é delimitado a oeste da **CZPN**. É constituído exclusivamente pelas rochas do Granito Matança, um corpo de dimensões batolíticas com fraca anisotropia na sua porção centro sul, a não ser por esparsas bandas de cisalhamento centimétricas, a intensamente milonitizado na porção norte. Essa fábrica tectônica penetrativa é restrita as bordas do corpo, apresenta alto ângulo (70° a 90°) e com direção predominante NNE-SSW.

Domínio II

Este domínio estrutural compreende uma extensa faixa de aproximadamente 30km de largura e orientação NNE-SSW, sendo delimitado a oeste pela **ZCPN** e a leste pela **ZCMC**. Este setor tem como principal característica a foliação regional (Sn) de alto médio a alto ângulo (55° a 90°) anastomosada com *trend* NE-SW a E-W o que acaba configurando uma geometria sigmoidal de cinemática sinistral. As zonas de cisalhamento Santa Teresinha (**ZCST**) e Malhadinha (**ZCM**) acompanham essa geometria sigmoidal. Um sistema de cisalhamento e transcorrência sinistral de direção NW-SE denominado de Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (**ZCRC**) é observado na porção central desse domínio. Estas estruturas deslocam as demais zonas de cisalhamento observadas.

As regiões próximas as zonas de cisalhamento apresentam trama milonítica (Sm) de alto ângulo (70° a 80°) e lineações de estiramento mineral de baixo ângulo (15° a 20°) oblíquas as foliações. Essa fábrica tectônica é observada tanto nas bordas quanto nas porções centrais das rochas cristalinas do Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Aliança, Suíte Gabbro-Anortosítica Carreira Comprida e Suíte Lajeado.

Domínio III

Este domínio está localizado na porção nordeste da área do projeto. Compreende uma faixa de direção NE-SW de aproximadamente 26 km de comprimento e 15 km de largura. É delimitado a oeste pela **ZCMC** e a sul pela **ZCC**. Engloba as unidades litoestratigráficas intrusivas máfica-ultramáficas e a

sequência metavulcanossedimentar indefinida. Apresenta geometria triangular e uma trama levemente anastomosada. Uma das principais características deste domínio são as dobras sinformes, fechadas, inclinadas, com caimento suave para NE e plano axial subvertical que afetam os quartzitos que constituem a Serra Manoel do Carmo. Esta faixa de dobramentos ocorre entre as **ZCMC** e a Zona de Cisalhamento Primavera (**CZP**). As foliações regionais S_n neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84 graus em *trend* NE-SW.

Domínio IV

O domínio IV localiza-se no centro-leste da área e compreende uma faixa de 30 km de largura por 50 km de comprimento que engloba a unidade metavulcanossedimentar indefinida e a Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras, orientados predominantemente a NE-SW. É limitado pela **ZCMC**, a oeste, e pela **ZCA**, a leste.

Neste compartimento há o predomínio de deformações rúpteis-dúcteis, com a presença de foliação regional em rochas metassedimentares e diversas zonas de cisalhamento. Na extremidade oeste do domínio a foliação regional apresenta mergulho para WNW e a leste a foliação regional possui mergulho para ESE, constituindo uma estrutura regional.

Na porção central ocorre uma rotação na direção da foliação regional, observada tanto em campo quanto nos produtos geofísicos: as direções mudam gradativamente de N-S na extremidade sul da área para NE-SW à medida que se aproxima do centro da área do projeto, provavelmente em razão da interferência das zonas de cisalhamento. É impressa uma deformação dúctil pronunciada nas serras de rochas metassedimentares, ora mostrando-se com duas foliações superpostas, ora na forma de dobras com eixos NE-SW marcadas em imagens de satélite.

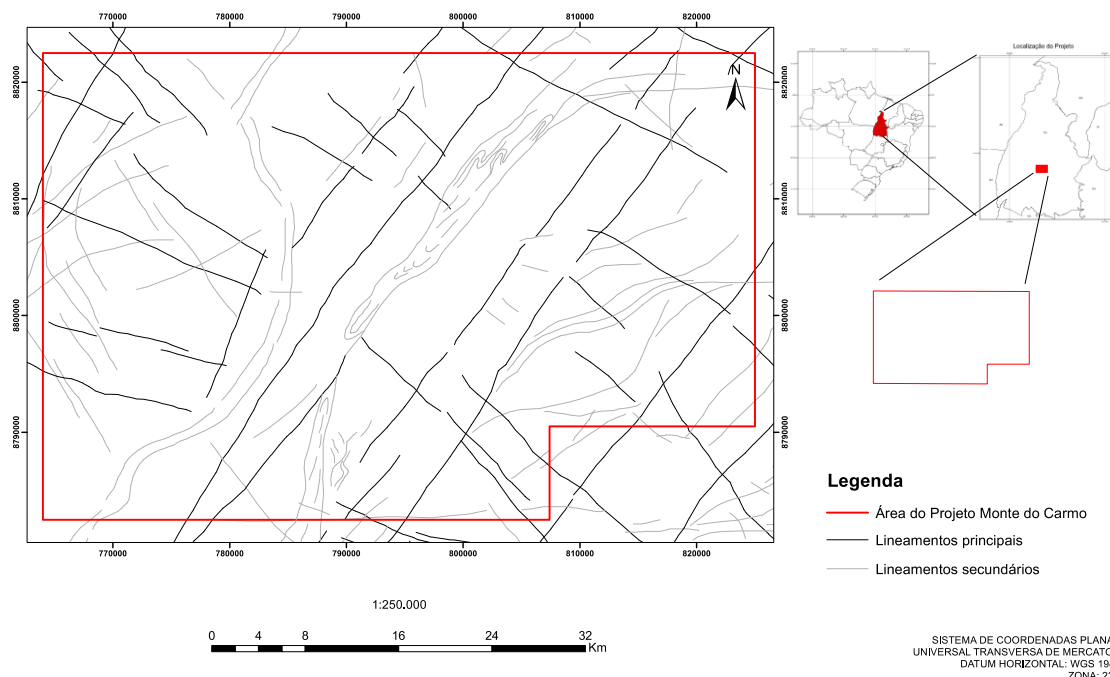
Domínio V

Localizado na extrema posição sudeste da área mapeada este domínio é delimitado a oeste pela **ZCA**. Compreende uma faixa de aproximadamente 10 km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido

pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o *trend* regional NE-SW. Além disso, existem zonas de cisalhamento locais de direção W-E, que rotacionam localmente as foliações regionais e milonítica. Observa-se também um *trend* quase perpendicular de direção NW-SE de deformação rúptil posterior, representado por falhas, juntas e fraturas perpendiculares às estruturas principais.

Estruturas de regime rúptil-dúctil e rúptil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais, uma de *trend* NE-SW e outra NW-SE (Figura 3.3.1-2). A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por um pronunciado gradiente de relevo e um forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre as cidades de Porto Nacional e o povoado da Escola Brasil.

Figura 3.3.1-2: Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.

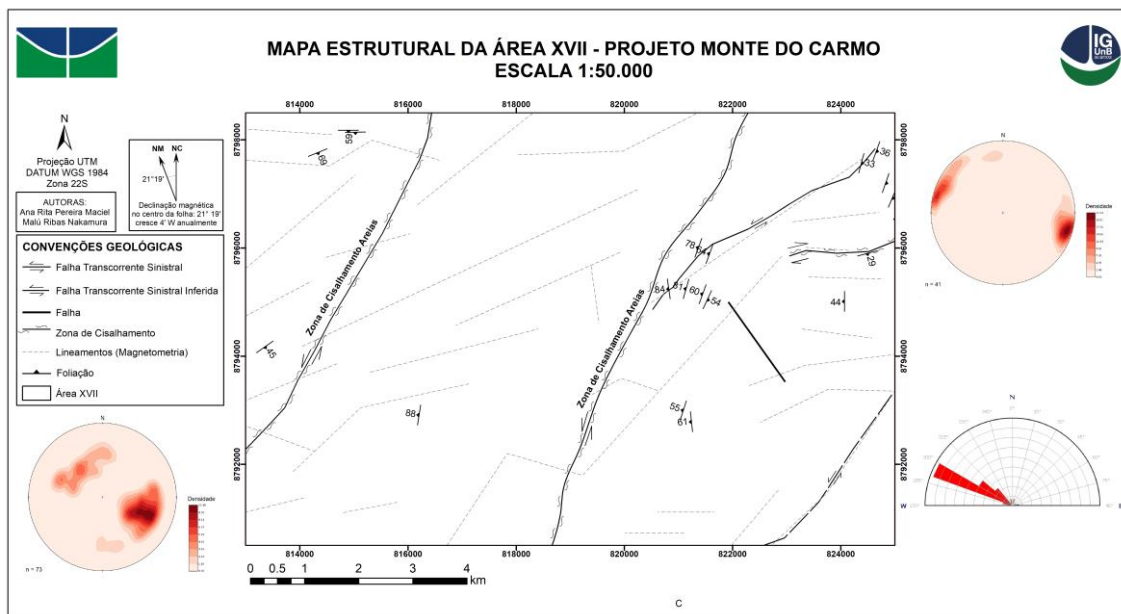


3.3.2. Quadro Estrutural Local

A área XVII está inserida no domínio estrutural V, localizado no extremo sudeste da área do projeto e engloba totalmente a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo.

O mapa estrutural da área XVII (Figura 3.3.2-1) apresenta as principais estruturas observadas, cujas descrições serão feitas a seguir.

Figura 3.3.2-1: Mapa estrutural da Área XVII.



3.3.2.1. Fase D1 – Foliação Regional

Esta fase está representada por toda a área XVII, como pode ser observado no estereograma abaixo (Figura 3.3.2-2), correspondente ao domínio estrutural na qual a Formação Monte do Carmo está inserida. A foliação denominada Sn é penetrativa e com espessura variável de acordo com a reologia das unidades aflorantes. Nas unidades sedimentares pode chegar a até 1 cm de espessura, enquanto nas unidades vulcânicas apresenta variações entre 3 e 6 cm (Figura 3.3.2-3). Tal foliação apresenta direção que varia de N10E a N30E, com ângulo de mergulho entre 30° e 65°, normalmente para ESE, e por vezes para WNW.

Figura 3.3.2-2: Estereograma de Sn correspondente ao domínio estrutural no qual a Formação Monte do Carmo está inserida. Observa-se a predominância de moderados ângulos de mergulho para noroeste, com eixo aproximadamente NE-SW.

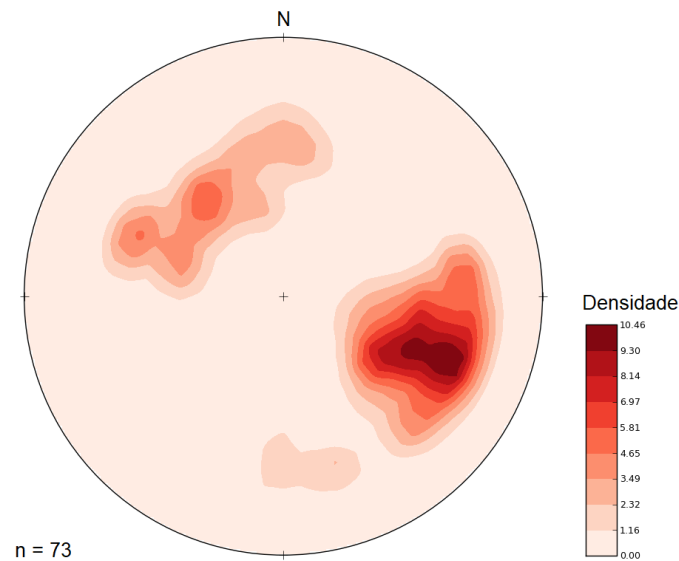


Figura 3.3.2-3: Afloramento em perfil de rocha vulcanoclástica da Formação Monte do Carmo (ponto 54). Na foto evidencia-se a foliação regional de direção NE-SW sendo cortada por fraturas perpendiculares de direção NW-SE.

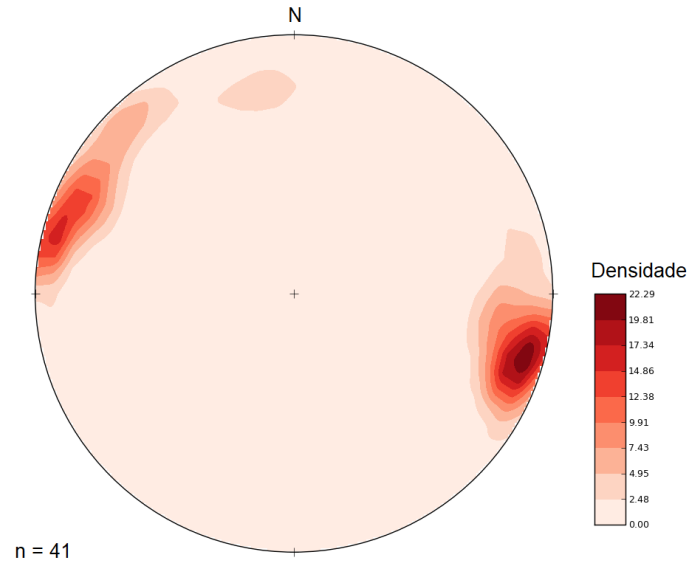


3.3.2.2. Fase D2 – Falhas transcorrentes NW-SE

A fase D2 está associada a zonas de transcorrências, representadas na área por falhas transcorrentes de direção NE-SW que cortam toda a área. Como pode ser observado no estereograma correspondente (Figura 3.3.2-4), apresenta-se sob a forma de uma foliação S_{n+1} , de direção aproximadamente NE-SW, com mergulho subvertical (entre 65° e 80°), além de fraturas subverticais

penetrativas. Apresenta direção preferencial de mergulho para ESE, e por vezes para WNW.

Figura 3.3.2-4: Estereograma de S_{n+1} correspondente à Formação Monte do Carmo. Observa-se a predominância de altos ângulo de mergulho, com eixo aproximadamente NNE-SSW.



Esta fase se exprime nos afloramentos como zonas de falha (Figura 3.3.2-5 e Figura 3.3.2-6), zonas de localização da deformação (Figura 3.3.2-7 e Figura 3.3.2-9), juntas ortogonais e pares conjugados de fraturas (Figura 3.3.2-8).

Figura 3.3.2-5: Afloramento em planta de arenito heterogêneo com influência vulcânica da Formação Monte do Carmo (ponto 169). Na foto evidencia-se assimetria dos planos de deslizamento indicando zona de falha rúptil com fraturas de cisalhamento que apresentam cinemática sinistral.

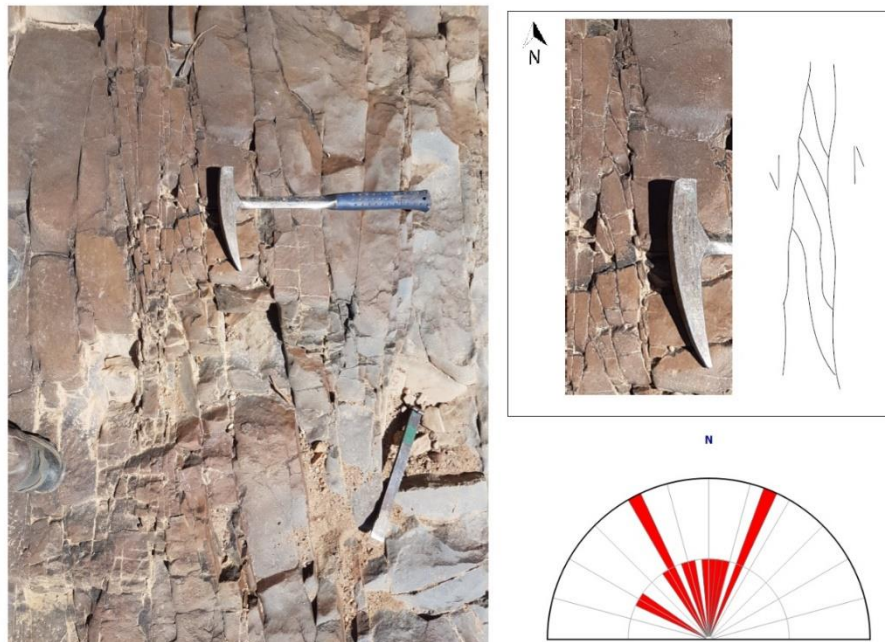


Figura 3.3.2-6: Afloramento em planta de arenito heterogêneo com influência vulcânica da Formação Monte do Carmo (ponto 169). Na foto evidencia-se estrutura em flor associada a zona de falha transcorrente, com fraturas penetrativas de espaçamento variando entre 3 a 8 centímetros.

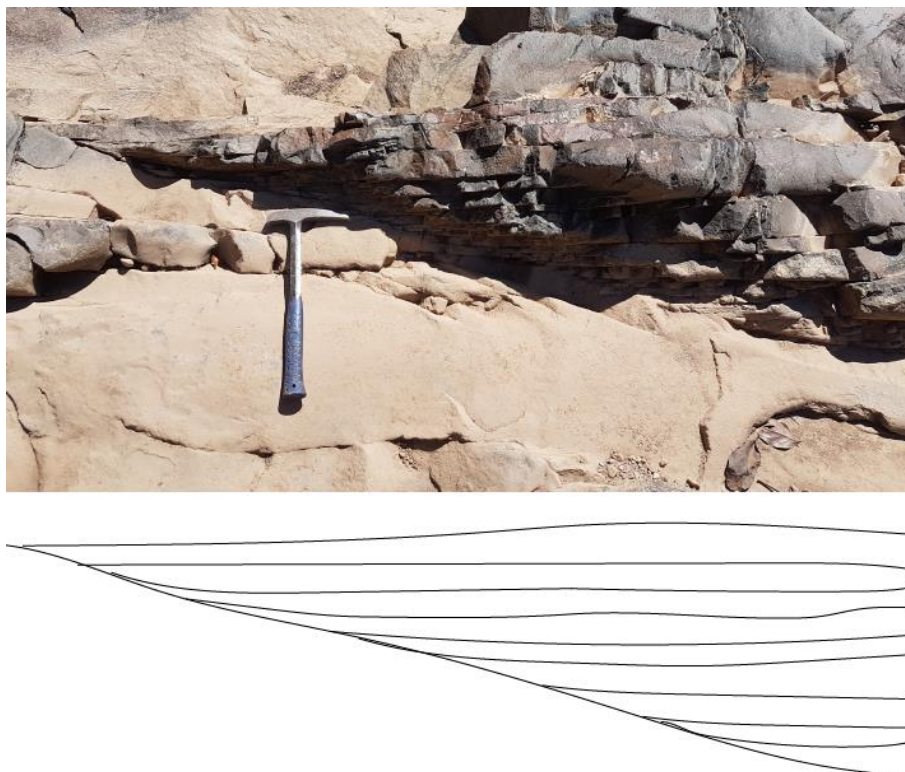


Figura 3.3.2-7: Afloramento em perfil, representativo de toda a área, em que é possível diferenciar uma zona de cataclase na porção esquerda da figura, uma vez que ocorre um adensamento de fraturas penetrativas nessa região com espaçamento de aproximadamente 5 centímetros. Essa zona apresenta direção de N20E.



Figura 3.3.2-8: Afloramento em perfil da Formação Monte do Carmo (ponto 84). Na foto evidencia-se foliação penetrativa com alto ângulo de mergulho ($016^{\circ}/90^{\circ}$), pares de fraturas conjugadas ($160^{\circ}/90^{\circ}$ e $225^{\circ}/90^{\circ}$) e família de fratura distinta perpendicular à foliação ($110^{\circ}/90^{\circ}$).

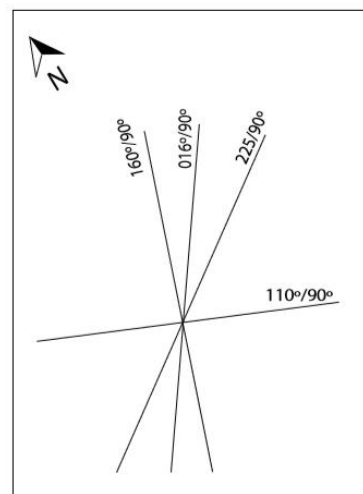


Figura 3.3.2-9: Afloramento em planta de andesito com bandeamento de fluxo magmático, representativo de toda a área, em que é possível observar zona de cataclase de direção de N20E.

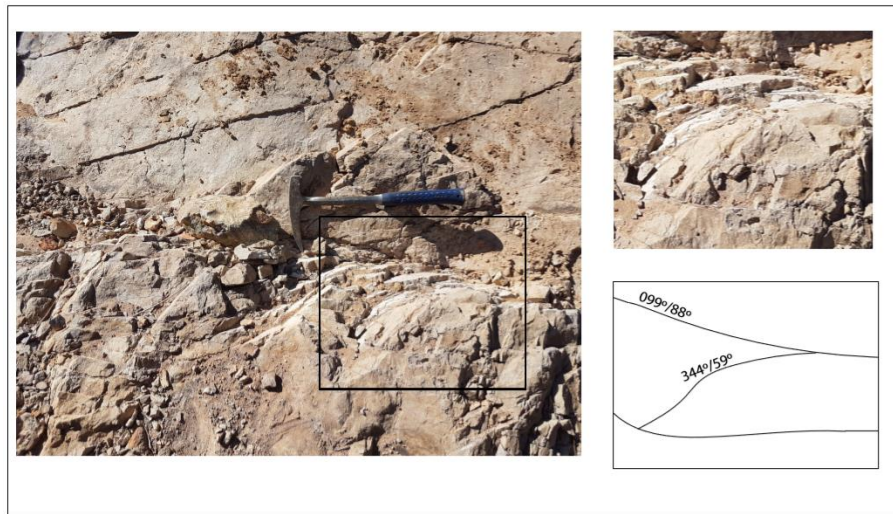


3.3.2.3. Fase D3 – Zonas de cisalhamento W-E

Em relação à deformação rúptil-dúctil, é apresentada em escala de afloramentos pelo desenvolvimento de foliação SC, que representam pequenas zonas de cisalhamento.

A fase D3 está associada a zonas de cisalhamento de direção W-E, responsáveis pela rotação da foliação Sn. Apresenta-se sob a forma de uma foliação S3, de direção aproximadamente W-E, com mergulho subvertical (entre 65° e 80°). Apresenta direção preferencial de mergulho para sul e movimento dextral (Figura 3.3.2-10).

Figura 3.3.2-10: Afloramento em planta de arenito heterogêneo da Formação Monte do Carmo (ponto 178). Na foto evidencia-se a foliação SC desenvolvida a partir de zona de cisalhamento centimétrica.



3.3.2.4. Fase D4 – Fraturamento rúptil NW-SE

Esta fase está relacionada essencialmente à deformação rúptil posterior de direção NW-SE representada em como falhas (Figura 3.3.2-12 e Figura 3.3.2-13) e fraturas perpendiculares à foliações S_n (Figura 3.3.2-11).

Figura 3.3.2-11: Diagrama de roseta ($n = 40$) indicando direção de fraturamento NW-SE.

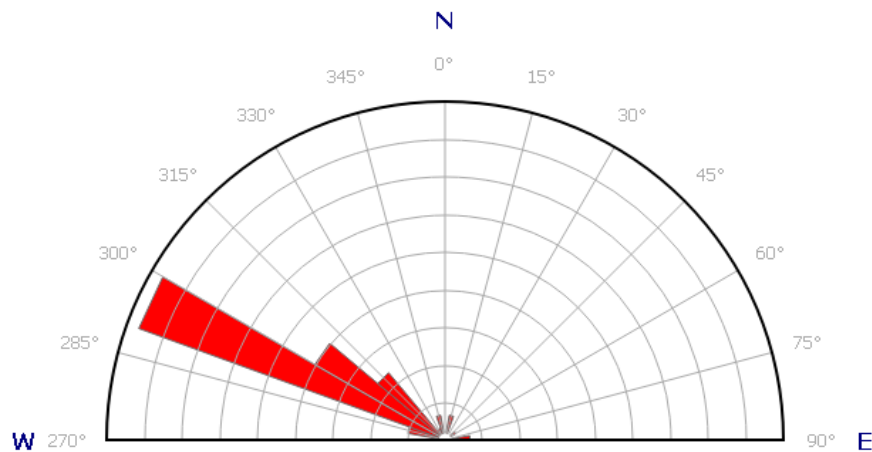


Figura 3.3.2-12: Afloramento em perfil de rocha vulcânica intemperizada da Formação Monte do Carmo (ponto 95). Na foto, estrias de arraste associadas ao plano de falha indicam movimento sinistral com topo para NW.

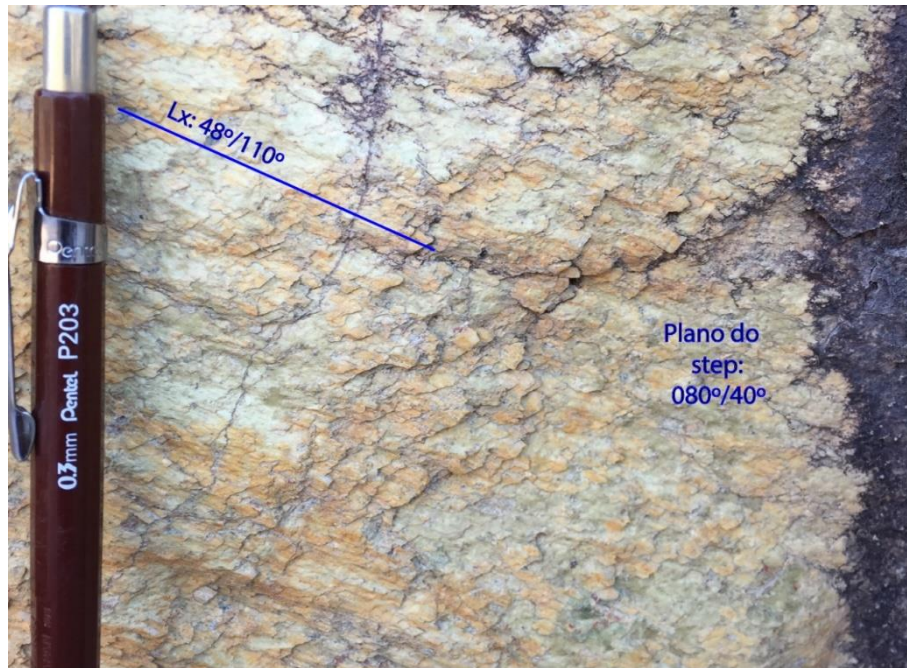
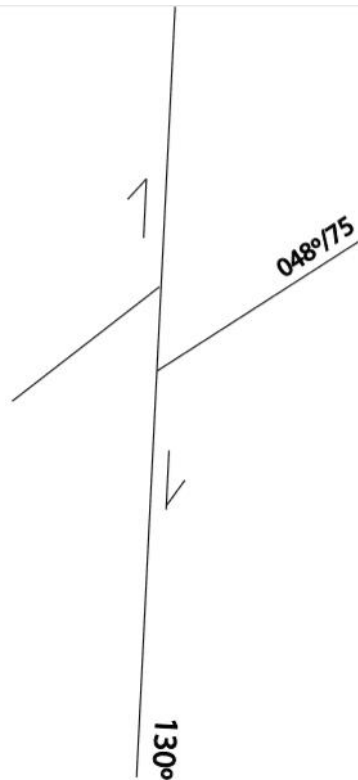


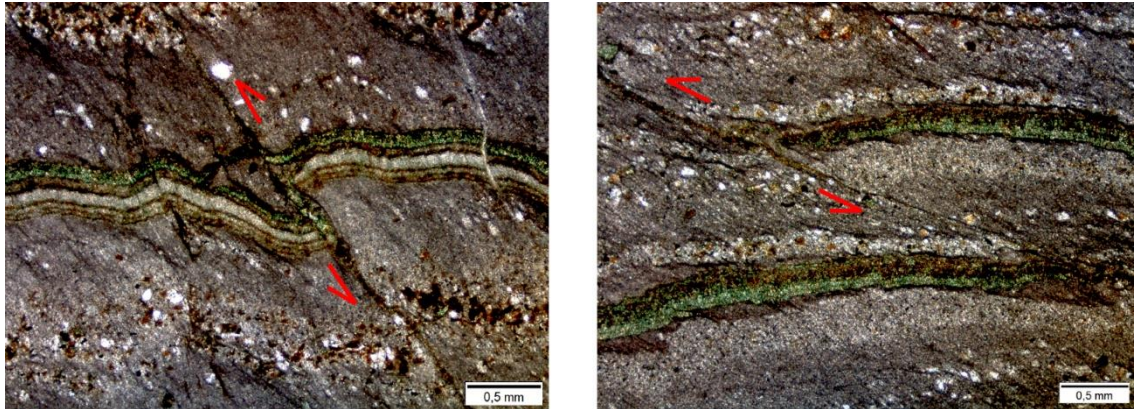
Figura 3.3.2-13: Afloramento em planta de arenito heterogêneo com influência vulcânica da Formação Monte do Carmo (ponto 167) bastante fraturado, marcado por falha transcorrente de direção 130° cuja cinemática é do tipo dextral e apresenta rejeito de escala centimétrica.



3.3.3. Microestrutural

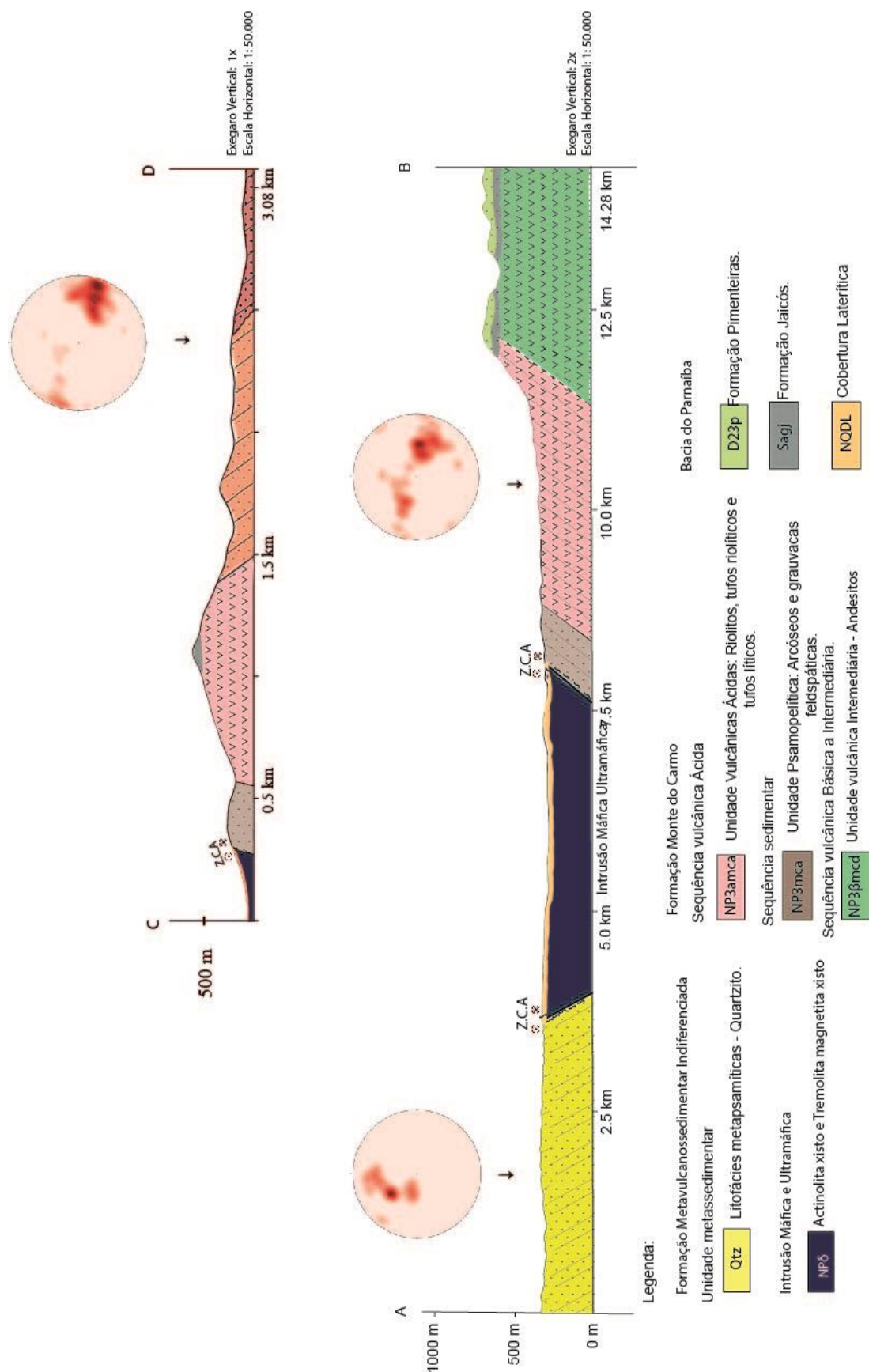
Em escala microscópica foi observada apenas evidências de deformação em regime rúptil. Em amostra de riolito bandado da Formação Monte do Carmo foi possível identificar falhas cortando o bandejamento de fluxo magmático, além de microdobras de arraste indicando movimento sinistral (Figura 3.3.3-1).

Figura 3.3.3-1: Fotomicrografias de tufo riolítico (lâmina TF-2018_XVII_67) em nicóis paralelos. Falhas e dobras de arraste microscópicas indicando movimento sinistral.



As principais estruturas descritas podem ser observadas no perfil geológico da área XVII (Figura 3.3.3-2), realizado em direção NW-SE, nos respectivos limites da área.

Figura 3.3.3-2: Perfis geológicos da área XVII, com indicação dos estereogramas correspondentes às foliações de cada unidade.



3.4. **Metamorfismo**

A área mapeada apresenta-se intensamente deformação rúptil, estando suas unidades inseridas em um contexto de metamorfismo regional progressivo de baixo a médio grau, com fácies metamórfica predominante xisto verde baixo, devido a intensa presença de minerais de baixa temperatura, como clorita e epidoto.

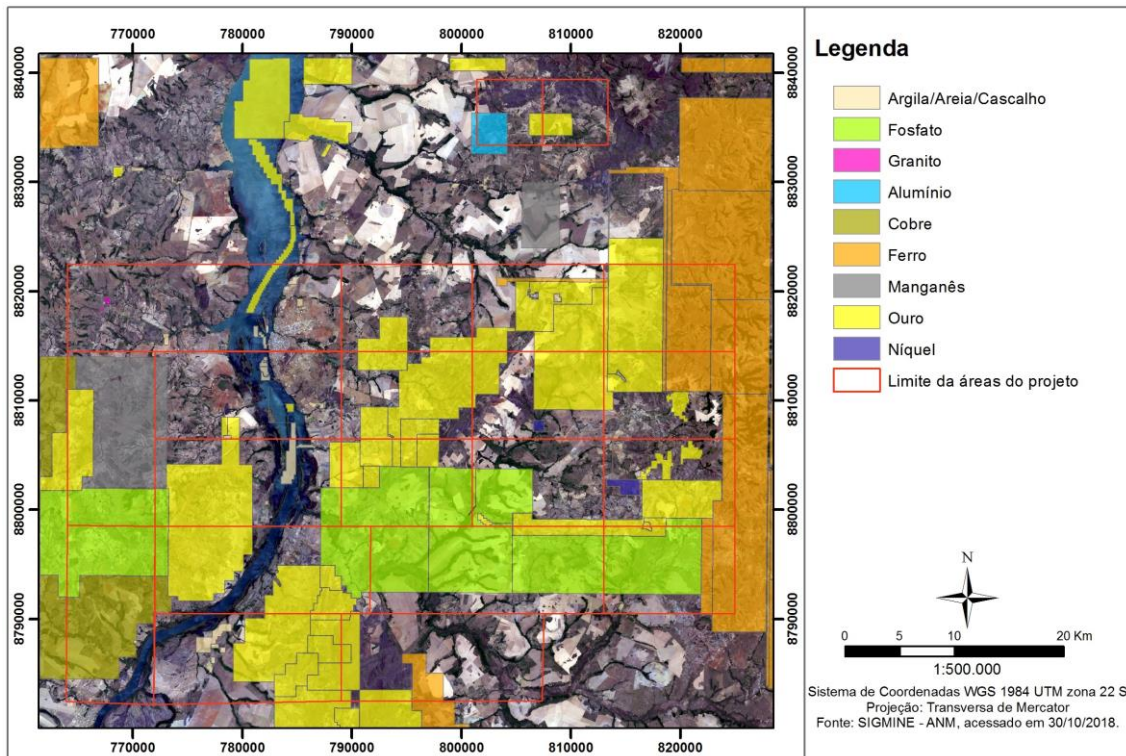
A única feição microtectônica metamórfica encontrada na maioria das rochas é o quartzo cintilante que é enquadrado no regime 1 (BGL), o que condiz com o intervalo metamórfico de 280° a 380°C, o que também condiz com a assembleia metamórfica encontrada nas rochas aflorantes da área XVII.

4. Geologia Econômica

A região de Monte do Carmo e Porto Nacional é historicamente conhecida por suas inúmeras ocorrências de mineralizações de ouro em distintos contextos geológicos, o que faz da região um distrito aurífero. São conhecidas mineralizações em rochas máficas, ultramáficas e graníticas, sempre associadas a fortes controles estruturais. As atividades de exploração de ouro na região remontam ao século XVIII, quando bandeirantes começaram a extração na região, e durante muito tempo a produção de ouro limitou-se a atividades garimpeiras. Devido ao elevado potencial aurífero, programas de exploração mineral para ouro foram iniciados em meados dos anos 70, com campanhas minerais de diferentes mineradoras, como a Rio Novo, Kinross Gold Corporation, Mineração Taboca, Paranapanema Mining, Monte Sinai LTDA. e Cerrado Gold Inc.

A área do Projeto Monte do Carmo também apresenta outras ocorrências minerais diversas (Figura 3.3.3-1). Os ambientes e processos metalogenéticos observados e estudados durante o trabalho de mapeamento são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva de exploração de diferentes recursos. Mesmo sendo uma área com um grande potencial, não há uma exploração expressiva.

Figura 3.3.3-1: Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Monte do Carmo.
Fonte: SIGMINE/ANM (outubro de 2018).



4.1. Ocorrências Minerais do Projeto Monte do Carmo

4.1.1. Ouro

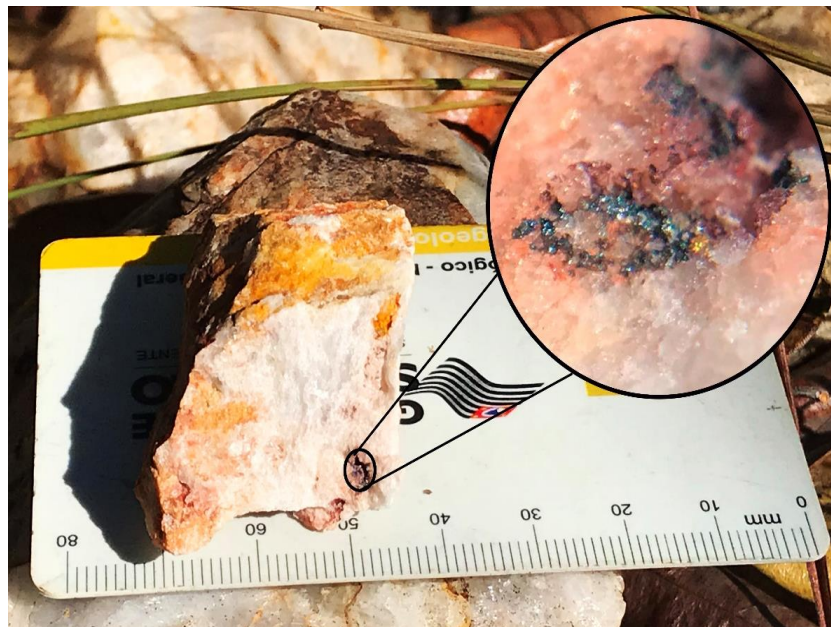
Garimpos, cavas e pequenas empresas de mineração evidenciam o potencial econômico na exploração de ouro do distrito de Monte do Carmo. Na literatura são descritas inúmeras ocorrências auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos, xistos, paragneisses e milonitos. O sienogranito do Carmo possui um depósito em fase de pesquisa mineral, denominado de Depósito Serra Alta, operado pela empresa Cerrado Gold Inc, localizado na subárea IX. A mineralização se caracteriza como do tipo intrusion related, formada por dois sistemas de veios e vênulas que se interconectados em dois trends principais, NE-SW e NW-SE, desenvolvidos na cúpula do granito e associado a zonas de alteração hidrotermal, com presença de ouro associada a pirita, galena, esfalerita e calcopirita (Maia, 2016).

Outro depósito existente na região estudada é o Depósito Manduca, na subárea XII. A mineralização está relacionada a fraturas e zonas de cisalhamento associado às fases fluidas hidrotermais ricas em sílica, que remobilizaram o minério. As rochas encaixantes dessa mineralização são

sericita-xistos e xistos grafitosos, esse último atuando como um bom vetor de prospecção do minério.

Na porção norte da subárea VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo (Henrile Meireles, 1995) e inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas das venulações (). A ocorrência se encontra no limite das subáreas II e VII, que está encaixada no Granito Torre e rochas da Sequência Metassedimentar Formação Morro do Aquiles.

Figura 4.1.1-1: Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.



4.1.2. Minério de Ferro

As ocorrências de minério de ferro ocorrem associadas aos arenitos ferruginosos da Fm. Pimenteiras, que possuem estratos maciços de hematita, sendo necessária a análise de teor real do minério para determinar sua potencialidade econômica.

4.1.3. Manganês

As ocorrências de formações manganésíferas se dão de forma pontual, na forma de gonditos ou como minério amorfo, seguindo estruturação regional com atitude N30-N40E. A gênese da ocorrência é interpretada como

enriquecimento supergênico de protominério causado por percolação de fluidos, e facilitada pela flutuação do nível freático (CPRM, 2017). A mineralização relacionada aos gonditos estão presentes nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e XV, com gênese está relacionada à sedimentação química de minerais ricos em manganês, em ambiente vulcanogênico.

4.1.4. Grafita

As ocorrências de grafita na região são relatadas nas subáreas V, VI, VIII e XI, em xistos grafitosos e grafita gnaisses, pertencentes a Unidade Paraderivada do Complexo Porto Nacional. O minério tem sua gênese associada ao metamorfismo regional, que chaga a fácies granulito, de protólitos sedimentares ricos em matéria orgânica. Na subárea V, afloramentos expressivos foram observados, nas trincheiras do garimpo de ouro, onde a grafita se concentra em camadas, o que o confere um caráter estratiforme. Análises para identificar o grau de cristalinidade da grafita, principal fator que agrega valor a este tipo de minério, devem ser desempenhadas para a garantia de potencial econômico do recurso.

4.1.5. Minerais e rochas industriais

Feldspatos

O crescimento no consumo de feldspato está dominado pelas indústrias de revestimento cerâmico e de coloríficos. Esse aumento pela demanda de feldspato deve-se ao desenvolvimento do processo de produção de porcelanato que usa, na massa cerâmica, cerca de 60% de feldspato (Luz & Lins, 2008). Assim, fontes de feldspato potássico alternativas têm sido exploradas. No Projeto Monte do Carmo, tem-se abundância de meta-sienogranitos, de granulação média, com grande proporção de feldspato potássico (~40%) nos corpos da Suíte Ipueiras e Suíte Lajeado. Esses metagranitos podem atuar como uma fonte alternativa economicamente viável para esse mineral.

Agregados

Materiais relacionados ao mercado da construção civil são abundantes na área e são utilizados para a produção de asfalto, estradas, calçamento e cimento. Os grandes depósitos aluvionares presentes na área do Projeto Monte do Carmo, os quartzitos da Sequência Metassedimentar Indiferenciada e a

extensa cobertura laterítica são insumos propícios para a exploração de areias e agregados. A areia encontrada de forma geral na cobertura aluvionar varia de média a grossa, composta por quartzo e minerais micáceos. Empresas que já fazem a exploração desse recurso, na Área XVIII, usam o método de dragagem para a extração de areia lavada. O quartzito pode ser considerado um potencial viável na extração de areia para fabricação de vidros, refratários e cimento.

O laterito, encontrado comumente em relevos planos, estão dispostos na forma de grandes blocos, que por vezes podem apresentar dimensões métricas. Através da britagem, usa-se esse insumo para agregado de asfalto e, como exemplo típico, para agregados de cimento, como visto na Catedral de Nossa Senhora das Mercês, em Porto Nacional.

Rochas ornamentais e/ou de revestimento

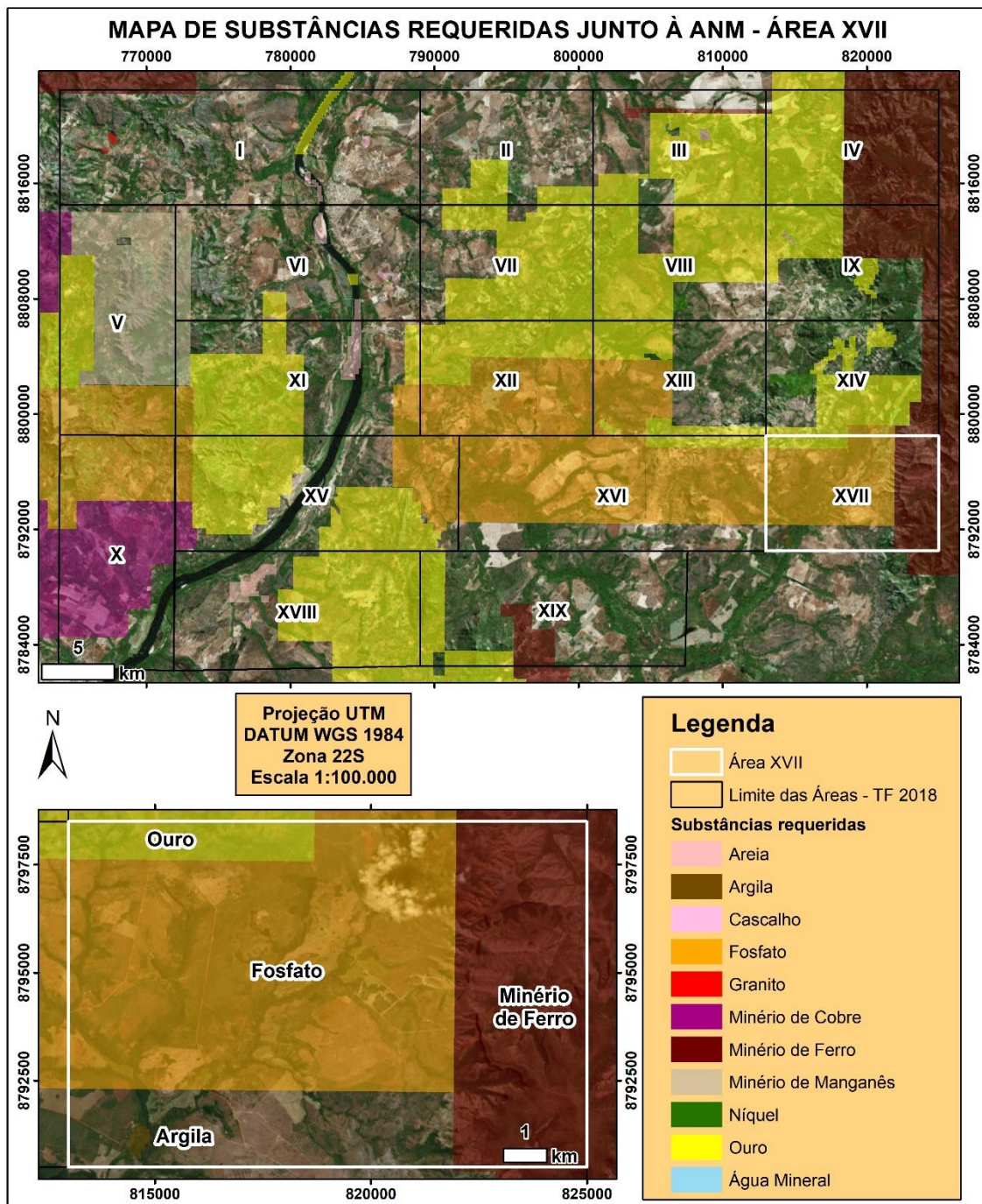
Ainda é crescente a busca por rochas ornamentais, o que torna viável a exploração de rochas de diversos contextos geológicos. Os destaques para essa utilização são os corpos intrusivos isotrópicos, como o Granito Matança, que ocorre nas subáreas I e V; e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos nas subáreas IV, IX, XIII, XIV, XV, XVI, XVIII e XIX. Os metagranitos possuem granulação média a grossa e textura porfírica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. As ardósias da Sequência Metaculcanosedimentar indiferenciada também possuem potencial para serem usadas como pedra ornamental. As rochas conglomeráticas da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da área XVII, são formadas por clastos polímiticos, mal selecionados com fragmentos líticos de origens distintas, sem alteração e com baixa grau de faturamento, representando um potencial emprego para o litotipo.

4.2. Potencialidade Econômica da Área XVII

Na área de estudo existem diversos processos minerários junto à Agência Nacional de Mineração (ANM), antigo DNPM, para os materiais argila, ouro, fosfato e minério de ferro, como mostrado na Figura 4.1.5-1. Para argila, existe apenas um processo na fase de licenciamento; para fosfato, apenas um processo de autorização de pesquisa, cujo relatório de pesquisa não foi aprovado; para ouro existem processos de requerimento de licenciamento,

autorização de pesquisa e requerimento de lavra garimpeira; e para minério de ferro apenas autorizações de pesquisa.

Figura 4.1.5-1: Mapa de substâncias requeridas junto à Agência Nacional de Mineração (ANM) da Área XVII. Fonte: SIGMINE/ANM (novembro de 2018).



Apesar da área apresentar diversos processos minerários para ouro, não foram encontrados indícios de mineralização desse mineral, cuja ocorrência está associada ao Granito Ipueiras, observado na área XIV, vizinha à área de estudo. Também não foi observado potencial econômico para argila e tampouco para

fosfato. Foi observado potencial econômico para minério de ferro, associado aos arenitos ferruginosos da Fm. Pimenteiras, e para rochas industriais na produção de agregados, associados aos quartzitos e lateritos identificados na área.

4.2.1. Areia

A produção de areia é um setor básico na cadeia da indústria da construção civil, tendo um faturamento muito importante. Na porção noroeste da área XVII a areia se apresenta em quartzitos puros a sub-arcoseanos de granulação fina a média, bem selecionados. O quartzito pode ser considerado um potencial viável na extração de areia para fabricação de vidros, refratários e cimento. Já na porção central ao longo das drenagens principais, a areia se apresenta de forma inconsolidada como coberturas aluvio-coluvionares que apresentam extensões quilométricas.

4.2.2. Laterito

Por toda a região oeste da subárea XVII ocorrem extensos afloramentos de lateritos (Figura 4.2.2-1). Essas crostas lateríticas são o produto da intensa exposição das rochas a severos processos intempéricos. Os lateritos se encontram dispostos na forma de extensos lajedos e grandes blocos que muitas vezes apresentam dimensões métricas. O uso de laterito resume-se a britagem para obtenção de cascalho largamente empregado em construções e reformas de rodovias. Além disso, pode auxiliar na construção civil, como observado no caso da Igreja de Porto Nacional, por exemplo, que foi construída a base de lateritos.

Figura 4.2.2-1: Afloramento em lajedo de lateritos.



4.2.3. Minério de Ferro

As ocorrências de minério de ferro aparecem associadas aos afloramentos de arenitos ferruginosos da Fm. Pimenteiras, que apresentam laminação plano-paralela e aparecem intercalados com estratos maciços de hematita (Figura 4.2.3-1). Para a determinação de seu real potencial econômico é necessário mapeamento de maior detalhe dessas rochas, além de análises químicas.

Figura 4.2.3-1: Pedaco retirado de um dos estratos maciços de hematita da Fm. Pimenteiras.



4.2.4. Rochas Ornamentais

A crescente busca de rochas ornamentais e revestimento pelo mercado da construção civil torna essa uma opção de grande potencial para os mais diversos contextos geológicos. As rochas conglomeráticas da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da área XVII apresentam-se bem preservadas e possuem características que as tornam interessantes como rochas ornamentais (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). São conglomerados polímiticos clasto suportados, mal selecionados com fragmentos líticos de origens distintas que apresentam baixo fraturamento em algumas porções, e não se encontram alterados. Tais conglomerados apresentam potencial econômico para rochas ornamentais, apesar de poderem não ser considerados rochas com atrativos visuais convencionais.

Figura 4.2.4-1: Conglomerado da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo.



5. Evolução Geotectônica

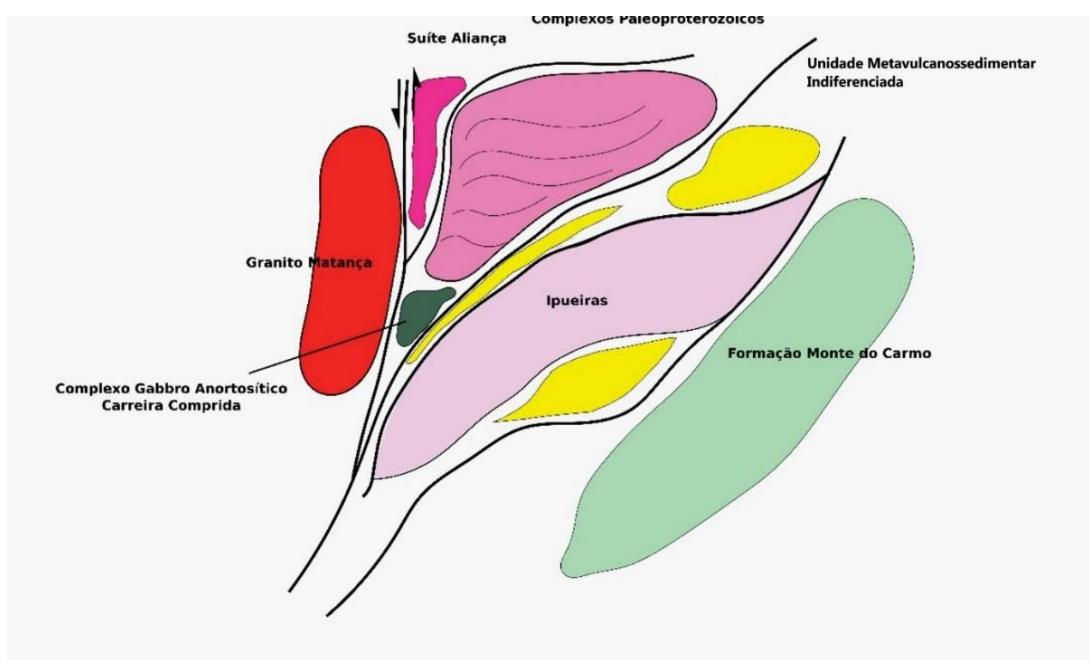
O quadro geotectônico do Projeto Monte do Carmo (Figura 5-1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo. **Figura 5-1 Erro! Fonte de referência não encontrada.**) consiste na justaposição de distintas unidades litoestratigráficas cuja gênese está relacionada a diversos processos e eventos geológicos de diferentes idades, como magmatismo, metamorfismo e orogêneses.

Dentre estes eventos, dois ciclos orogênicos têm relevância para a evolução tectônica da região: Ciclo Riachão (2.3 – 1.9 Ga) e Ciclo Brasileiro (810 – 490 Ma) (Brito Neves et al., 2014).

O grande gradiente metamórfico na área do projeto ocorre em função de dois eventos orogênicos espacialmente justapostos. O Ciclo Riachão envolve os estágios I e II e é responsável pelo metamorfismo em fácies anfibolito a granulito nas rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. O Ciclo Brasileiro envolve o estágio IV e é responsável pelo metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito das demais unidades geológicas de idade Proterozóica.

Além deles, unidades mais novas são descritas em partes significativas da porção leste do Projeto Monte do Carmo. Os tópicos a seguir descrevem os estágios propostos para a evolução geológica da região do Projeto Monte do Carmo.

Figura 5-1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo.



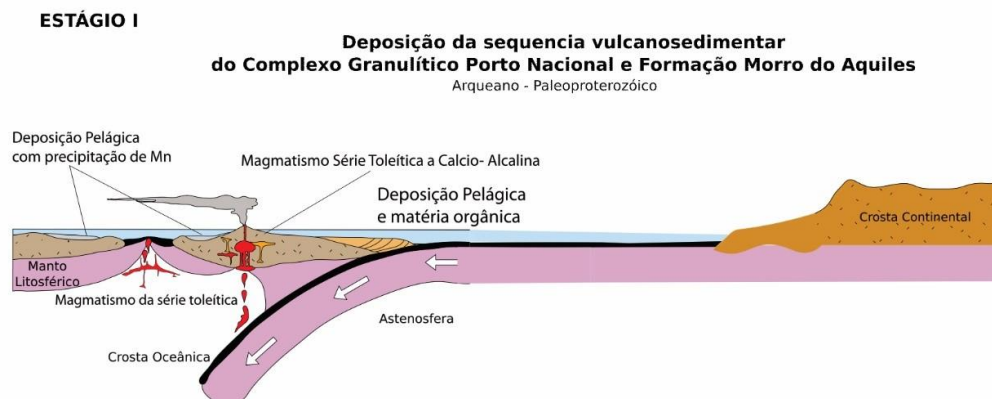
5.1. Estágio I – Deposição do Complexo Porto Nacional e Fm. Morro do Aquiles - 2.20 a 2.12 Ga

Na Era Paleoproterozóica, mais especificamente entre 2.20 e 2.12 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000), houve a deposição das sequências vulcanossedimentares que atualmente são nomeadas de Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. A deposição ocorreu em ambiente de arco de ilha (Figura 5.1-1), visto que os protólitos da unidade ortoderivada do Complexo Porto Nacional compõem uma série magmática contínua de basaltos a dacitos (Gorayeb, 1996).

A deposição das rochas paraderivadas ocorreu em bacias orogênicas associadas ao arco. O aporte sedimentar da bacia possivelmente consistiu de terrenos TTGs paleoproterozoicos e do vulcanismo concomitante a deposição na bacia, com idade máxima de deposição variando entre 2050 e 2150 Ma (Gorayeb, 1996 e Riberio e Alves, 2017). A Presença de Mn e Ba nas rochas do Complexo Porto Nacional sugere bacia de plataforma rasa com oxigênio presente, que propicia a condição necessária para a deposição do Mn, o qual pode ser originado a partir de fumarolas associadas ao vulcanismo ou proveniente dos paleocontinentes.

Figura 5.1-1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.

5.2. Estágio II - Orogênese Riaciana - 2.10 a 2.05 Ga

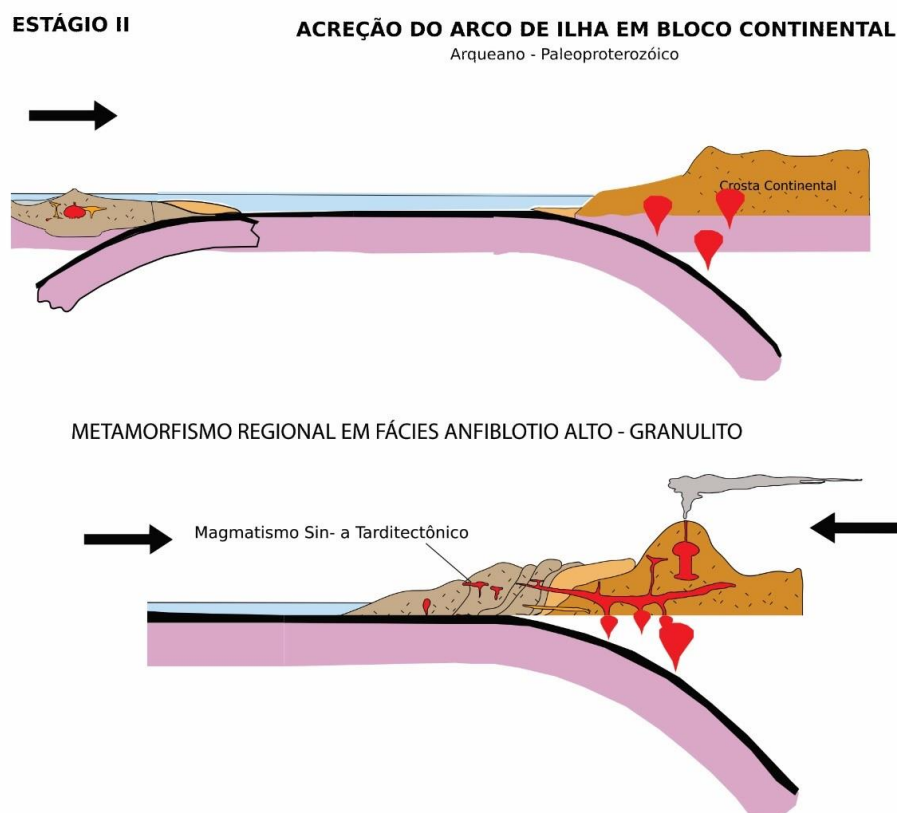


A manutenção do campo de tensões compressivas do estágio I resultou na gênese de um orógeno acrecionário envolvendo a colisão do arco de ilha com um paleocontinente (Figura 5.2-1). A colisão resultou no metamorfismo em fácies anfibolito a granulito do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles em 2.1 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000). Os granitos Torre, Manduca e Santana, sin- a tardi-orogênicos, foram gerados durante a

colisão; o caráter peraluminoso, a fácies metamórfica anfibolito e a deformação imposta evidenciam o ambiente tectônico e a cronologia da formação destes corpos.

Após a colisão, iniciou-se o desenvolvimento de um arco continental. O magmatismo tipo I tardi-orogênico resultou na gênese das Suítes Santa Rosa e Ipueiras, entre 2.08 e 2.05 Ga (Fuck *et al.*, 2002; Chaves *et al.*, 2008; Saboia *et al.*, 2009), que não foram afetadas pela deformação da orogênese riaciana. Atribui-se a influência de dois pulsos magmáticos em um mesmo evento tectono-térmico para a geração de tais suítes.

Figura 5.2-1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II.



5.3. Estágio III – Ciclo Brasileiro – 810 a 490 Ma

O Estágio III está relacionado ao Ciclo Brasileiro, que é dividido em dois eventos principais. O primeiro (900-800 Ma) Está relacionado a formação de arco de ilha oceânica. O segundo (630 – 600 Ma) está associada a um possível arco continental.

Este ciclo foi responsável pelas feições de retrometamorfismo nas rochas paleoproterozóicas, relacionado com a exumação destas para níveis crustais mais rasos, e pelo metamorfismo nas unidades do Complexo Porto Nacional e da Formação Morro

do Aquiles para fácies anfíbolito, assim como também metamorfismo em fácies xisto verde de rochas neoproterozóicas discutidas a seguir. Durante o final deste ciclo, se desenvolveram grandes falhas transcorrentes, que regionalmente são dextrais, mas na área total do projeto apresentam cinemática sinistral. Expressões dextrais locais também são observadas, como na área XIV, por exemplo. Tais transcorrências estão alinhadas na direção NE-SW conforme o sentido do Lineamento Transbrasiliano.

As grandes falhas de rejeito direcional relacionadas ao LTB justapõem tectonicamente todas as unidades reportadas neste projeto, desde complexos paleoproterozóicos de alto grau a formações neoproterozóicas anquimetamórficas. A deformação é heterogênea, com corpos graníticos paleo e neoproterozóicos se comportando como blocos rígidos ante a deformação imposta.

5.4. Estágio IV – Unidades Neoproterozóicas a Cambrianas

As unidades neoproterozóicas no contexto do Projeto Monte do Carmo compreendem a Formação Monte do Carmo e as intrusões máficas-ultramáficas (MUM) descritas por Lima (2008).

A **Formação Monte do Carmo** é uma sequência vulcanossedimentar bastante controversa na literatura, com Costa *et al.* (1984) e Gorayeb *et al.* (2000) a colocaram como paleoproterozoica ou mesoproterozoica; enquanto Saboia *et al.* (2009) atribuíram à esta Formação idade brasileira.

O mapeamento e as descrições petrográficas do Projeto Monte do Carmo mostraram-se muito compatíveis com aos litotipos descritos por Saboia *et al.* (2009) em vários aspectos, principalmente em função da presença predominante de conglomerados polimíticos e arcóseos em sua Unidade Sedimentar, a qual foi atribuída uma origem molássica por Bezerra *et al.* (1981) e Schobbenhaus *et al.* (1984). Porém, em outros aspectos, mostram diferenças, principalmente relacionadas a presença de uma série vulcânica completa, com evidências de riolitos, dacitos, traquidacitos, andesitos e basaltos, e não de um vulcanismo bimodal, como descrito por Saboia *et al.* (2009).

Ainda assim, a partir dos dados de campo e da literatura, pode-se inferir um ambiente tectônico continental com vulcanismo associado à um rifteamento pós-tectônico ao final do ciclo Brasileiro. A sucessão sedimentar em granocrescência ascendente com conglomerados polimíticos no topo e a falta de estruturas sedimentares sugerem um ambiente fluvial associado a leques aluviais para a deposição dos sedimentos da Formação Monte do Carmo, com vulcanismo correlato e intercalado com a sedimentação.

Em relação às **intrusões MUM**, além das descritas por Lima (2008), foi individualizada na área XIV uma ocorrência de um outro corpo (Intrusão Máfica-Ultramáfica Marimbondo) com características muito semelhantes, mas muito recristalizado devido à grande influência de percolação de fluidos em uma zona de cisalhamento (ZC Areias).

De acordo com a literatura citada neste tópico, tanto a Formação Monte do Carmo quando as Intrusões Máficas-Ultramáficas compreendem rochas mais novas que 600 Ma, porém sem idades de cristalização ou deposição prontamente definidas para todas as unidades.

5.5. Estágio V – Bacia do Parnaíba

Posterior aos estágios descritos, já num momento de estabilização da plataforma sul-americana, a subsidência da bacia remete aos eventos sin- e pós-tectônicos do Ciclo Brasileiro, responsável pela formação de grábens que se distribuem por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte (Almeida & Carneiro, 2004).

A porção da Bacia do Parnaíba englobada pelo Projeto Monte do Carmo corresponde ao registro sedimentar do intervalo Siluriano-Devoniano e a interpretação genética dos processos responsáveis por sua deposição é discutida a seguir.

A Formação Jaicós (Grupo Serra Grande) compõe a porção basal da Bacia do Parnaíba na região do Projeto Monte do Carmo e a partir das associações de fácies descritas foram identificados dois ambientes deposicionais distintos para a Formação Jaicós: (I) leques aluviais e (II) fluvial entrelaçado; ambientes que caracterizam um sistema continental. A análise da sucessão vertical dessa unidade revela um caráter episódico para a deposição das diferentes fácies, com variações no nível do aporte sedimentar, marcado pela intercalação entre níveis conglomeráticos, areníticos e pelíticos.

Em contato gradacional com a Formação Jaicós, encontra-se a Formação Itaim (Grupo Canindé). Esta unidade litoestratigráfica é caracterizada como a zona transicional entre as formações Jaicós e Pimenteiras. Devido as exposições sub-verticais na Bacia do Parnaíba e sua pouco expressiva espessura (aproximadamente 40 m), diversos autores (Vaz *et al.*, 2007; Ribeiro & Alves, 2017) optam por incluir esta unidade, cartograficamente, na base da Formação Pimenteiras.

A associação de fácies para a Formação Itaim revela um ambiente de *shoreface* médio/inferior caracterizado pela ação de fluxos oscilatórios que imprimem estruturas do

tipo *swaley* e *hummocky cross stratification*. Características de um sistema plataformar marinho raso dominados por ondas de tempestade.

Como mencionado anteriormente, a Formação Pimenteiras (Grupo Canindé) marca a primeira grande incursão marinha na Bacia do Parnaíba. As rochas desta unidade definem um relevo na forma de frentes escarpadas contínuas e aplainadas, o que dificulta o estudo em detalhe das fácies desta unidade na região. Desta forma, não se pode relacionar com precisão a relação estratigráfica destas fácies, apenas que elas ocorrem intercaladas ao longo da área.

A formação apresenta como principal característica a presença de sedimentos ricos em ferro, denominados de *Ironstones*. A origem e a forma de transporte deste ferro que se manifesta através das fases minerais goethita e hematita que cimentam as fácies desta unidade ainda é controversa. De forma geral, existem duas hipóteses sobre a origem do ferro na Bacia do Parnaíba:

1. Grande concentração de ferro através de processos de lateritização e condições favoráveis para remobilização de Fe até a bacia.
2. Crostas ferruginosas geradas devido a clima temperado e condições podzolizantes. Fragmentos destas crostas teriam sido transportados junto a sedimentos de rios. Porém, para que isso acontecesse, haveria de ocorrer a mudança brusca de um clima frio para tropical húmido (Amaro *et al.* 2012).

Em ambas, o transporte de Fe seria favorecido por complexos húmicos e flúvicos. Podendo assim, supor a presença de ecossistemas lagunares redutores (Krachler *et al.* 2010). Amaro (2012) sugere que na formação dos *Ironstones* houve tanto contribuição detrítica como química, significando que, além da precipitação marinha, foram aportados para a bacia produtos de erosão continental. Ao chegar ao oceano, o Fe em solução teria sido oxidado e precipitado, formando lâminas ferruginosas que substituiu ou se misturou com o material pelítico do substrato.

5.6. Estágio VI – Diques Máficos

Já relacionados à abertura do Oceano Atlântico no período Jurássico/Triássico e Cretáceo, Oliveira (2017) descreve A Formação Mosquito (FM) e Formação Sardinha (FS) como ocorrências basálticas expressas na área do Projeto Monte do Carmo com diques NW-SE, E-W, e mais restritamente NE-SW.

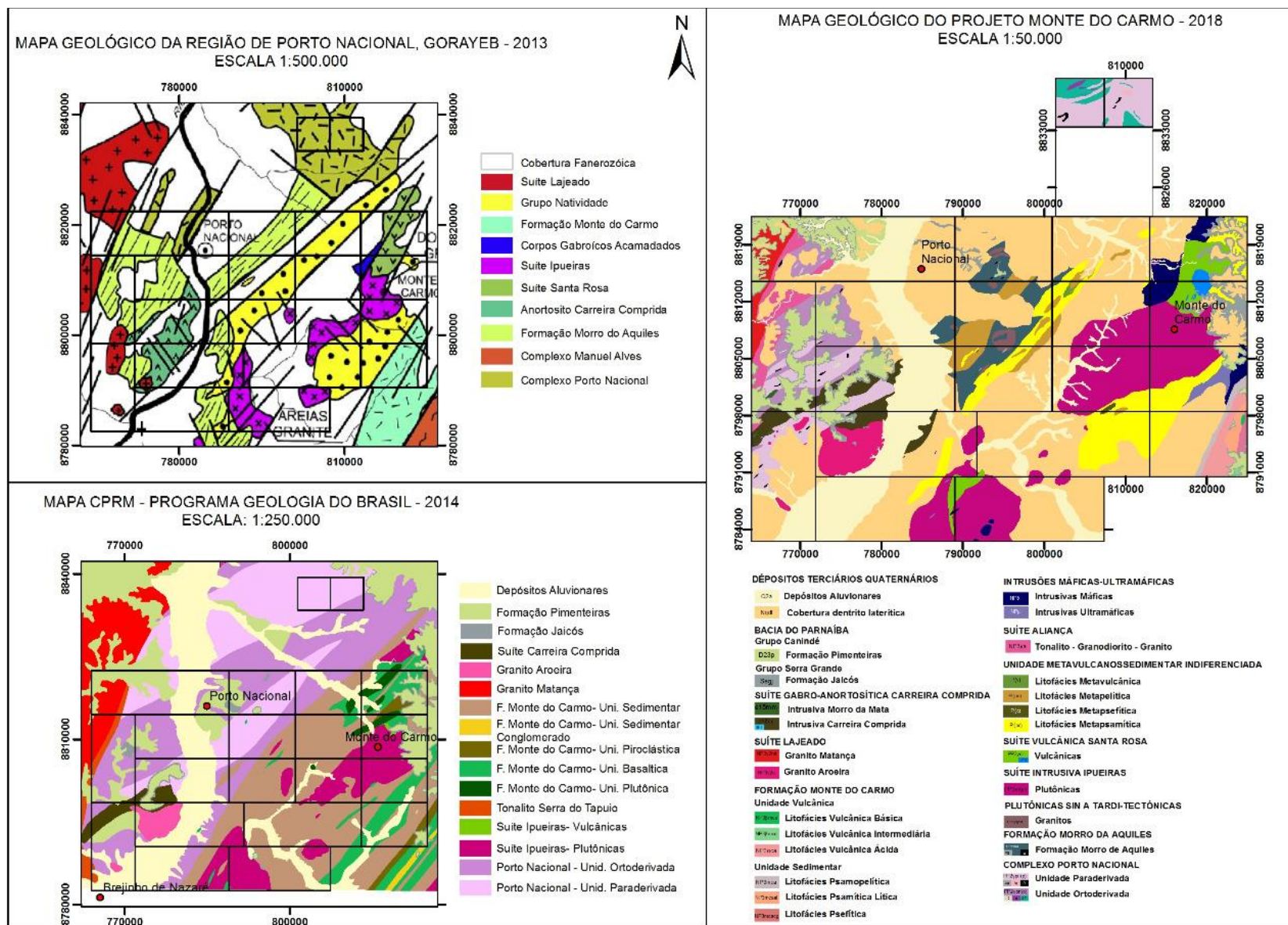
6. Discussões

O mapeamento realizado em escala de 1:50.000 no âmbito do Projeto Monte do Carmo (PMC) engloba terrenos de alto grau granito-gnaissícos paleoproterozóicos representados pelo Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Plutônica Ipueiras, Suíte Vulcânica Santa Rosa e plutônicas sin a tardi-tectônicas. O Neoproterozoico é representado pelas sequências metavulcanossedimentares Formação Monte do Carmo e Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, intrusões máfico-ultramáficas e granitogênese da Suíte Lajeado e Suíte Aliança. Recobrando essas unidades ocorrem os sedimentos da Bacia do Parnaíba e os depósitos lateríticos e aluvionares recentes.

Algumas mudanças cartográficas foram realizadas no mapa do Projeto Monte do Carmo (Figura 6-1) em relação à literatura existente da região e, principalmente, ao mapa da CPRM (Ribeiro & Alves, 2017). A mais perceptível foi a presença das coberturas detriticas e lateríticas no mapa do PMC, onde optou-se por representa-las devido a sua expressiva representatividade na região.

Em relação as unidades do embasamento paleoproterozóico, representadas por sequências metavulcanossedimentares submetidas a diferentes condições metamórficas, Gorayeb (1996) agrupa os litotipos do embasamento em duas unidades litoestratigráficas: Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. Já Ribeiro & Alves (2017) agrupam todos os tipos petrográficos antes divididos, em uma única unidade, o Complexo Granulítico Porto Nacional. O Projeto Monte do Carmo adota a subdivisão proposta pelo primeiro autor.

Figura 6-1: Comparação entre o mapa geológico desenvolvido pelo Projeto Monte do Carmo, o mapa desenvolvido por Gorayeb (2013) e o mapa confeccionado pela CPRM (Ribeiro & Alves, 2017).



Com uma grande densidade de dados de campo e análises petrográficas é possível separar estas unidades principalmente no que respeito o seu grau metamórfico. O Complexo Granulítico Porto Nacional apresenta paragêneses e texturas indicativas de fácies granulito com retrometamorfismo em fácies anfibolito a xisto verde, enquanto a Formação Morro do Aquiles apresenta principalmente assembleias indicativas de fácies anfibolito. É possível que estas sequências metavulcanossedimentares representem fácies diferentes de uma mesma bacia sedimentar paleoproterozóica metamorfizada em níveis crustais distintos.

Outra mudança cartográfica significativa foi em relação a Suíte Vulcânica Santa Rosa, anteriormente demarcada apenas no entorno da cidade de Monte do Carmo, correlacionada ao granito Monte do Carmo. As rochas vulcânicas dessa suíte foram mapeadas também na porção sul do projeto, relacionadas ao granito Areias da Suíte Ipueiras. Entretanto, ainda continua em aberto a relação entre a Suíte Santa Rosa e as rochas plutônicas da Suíte Ipueiras. Diversos autores na literatura (Barradas et al., 1992; Sachett et al., 1996; Saboia, 2009) já discutiram a possibilidade de se tratarem de um mesmo evento ígneo, ideia que recentemente foi reforçada por nova datação feita por Saboia (2009) em rochas vulcânicas da Suíte Santa Rosa, que obtiveram idades de ~2,1 Ga, muito próximas a granitogênese da Suíte Ipueiras.

Nas áreas a sul do projeto, as rochas vulcânicas encontram-se, em mapa, representadas no meio e cortando os granitos da Suíte Ipueiras. Já mais a norte/nordeste do projeto, elas ocorrem na borda do granito Monte do Carmo. Assumindo a premissa que essas rochas se originaram de um mesmo evento, interpreta-se que a sul, a Suíte Vulcânica Santa Rosa manifeste-se como unidades vulcânicas/hipoabissais que caracterizam condutos vulcânicos alimentadores desse sistema plutono-vulcânico. A relação de corte entre essas unidades não é mais primária e se dá através de contato tectônico manifestado por zonas de cisalhamento transcorrentes.

Ainda permanece conflitante a interpretação acerca da descrição litológica e nomenclatura estratigráfica das rochas metassedimentares e metavulcânicas associadas que constituem as serras de direção NE a sudeste de Porto Nacional (Serra Manuel do Carmo) e a sul de Monte do Carmo. Nesse trabalho, optou-se pela individualização dessas rochas em Unidade Metavulcanossedimentar

Indiferenciada (UMI), que outrora fora cartografada como Formação Monte do Carmo (Frasca, 2010; Ribeiro & Alves, 2017, CPRM, 2017) e Grupo Natividade (Costa et al., 1982; Gorayeb, 1996; Saboia, 2009). Por não apresentar características suficientes que a caracterize como nenhuma das unidades acima citadas, optou-se por diferenciá-la em uma nova sucessão metavulcanossedimentar. Dessa forma, essa unidade foi cartografada no centro-sudeste da área do projeto, enquanto que a Formação Monte do Carmo ficou restrita apenas ao extremo sudeste da área e o Grupo Natividade não apresentou continuidade na região. Os motivos que dificultaram o enquadramento estratigráfico dessa unidade e motivaram a sua individualização foram:

O Grupo Natividade apresenta carbonatos na base e intercalados na sua sequência. Já na área do projeto, não foram mapeadas rochas dessa natureza.

Não há vulcanismo que correlacione o Grupo Natividade a essa unidade metavulcanossedimentar, dificultando o seu enquadramento em tal grupo estratigráfico.

A Formação Monte do Carmo possui predominantemente conglomerados polímiticos, enquanto que na UMI, os conglomerados mapeados são monomíticos e raramente oligomíticos;

A sucessão sedimentar da Formação Monte do Carmo é composta essencialmente de rochas psamo-pelíticas, já a UMI é composta predominantemente por quartzitos;

A Formação Monte do Carmo não se encontra metamorfozizada, enquanto que a UMI está em fácies xisto verde.

Sobre o ambiente de deposição dessa unidade, a partir das suas litofácies (metapsamítica, metapelítica, metapsefítica, metapsamítica argilosa e metavulcânica) e das estruturas sedimentares vistas em campo (marcas de onda, estratificação plano-paralela, cruzada tabular e cruzada tangencial), interpreta-se que ela tenha se depositado em plataforma marinha rasa, com vulcanismo associado.

Outra mudança em relação ao mapa feito pela CPRM foi o mapeamento de intrusões máfica-ultramáficas do grupo II, descritas por Lima (2008). Anteriormente, somente as intrusões do grupo I haviam sido representadas no mapa da CPRM da região, e inclusas na Suíte Gabro-Anortosítica Carreira

Comprida. Nesse trabalho, foram mapeadas as intrusões São Domingos, VE3 e também foi proposto um novo corpo máfico-ultramáfico, denominado de Intrusão Marimbondo, localizado a leste na área do projeto.

7. Referências Bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M. **1977**. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Campina Grande: SBG. P.363-391.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **1981**. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Sci. Rev.*, n.17, p.1-29, 198.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. **2004**. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.

ALVARENGA, C. J. S.; MOURA C. A. V.; GORAYEB P. S. S.; ABREU F. A. M. **2000**. Paraguay and Araguaia Belts. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m. a. The Brasília fold belt.

ARCANJO, S. H. S.; MOURA C. A. V. **2000**. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):665-670.

ARCANJO, J. B. **2001**. Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações. CPRM/SGB, Salvador, p.144-147.

ARCANJO, S. H. S. **2002**. Evolução Geológica das sequências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.

ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. **2013**. Evolução Geológica das Sequências do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (TO), Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.43, n.3, p.501-514.

BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A., HELMBOLD, R. **1996**. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro: DNPM.

BARRADAS, J. A.; LAFON, J. N.; KOTSCHOUBEY, B. **1992**. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da Região de Monte do Carmo – Porto Nacional,

Tocantins. Novos Resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, SP, p.182-183.

BARRADAS, J. A. S. **1993**. Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do Carmo). Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85p.

BEZERRA, P. E. L.; CUNHA, B. C. C.; IANHEZ, A. C.; POTIGUAR, L. A. T.; PITTHAN, J. H. L.; SOUZA JR, J. J.; MONTAVALÃO, R. M. G.; SOUZA, A. M. S. **1981**. Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTROOESTE, 1, pp.363-375.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; & GONÇALVES, J. H. **2003**. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. CPRM.

BRAGA L. M. V.; DARDENNE, M. A.; JUNQUEIRA-BROD, T. C.; SABOIA, A. M.; PAULINO, F.; PEREIRA, G. S. P.; OLIVEIRA, A. A. **2008**. Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. In: IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.

CARVALHO, W. T.; BOTELHO, L. C. A.; CUBA, E. A. **1988**. Pequena Mineração de Ouro em Pontal. Brasil Mineral, 57: 34-38.

CHAVES C. L.; GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C. A. V. **2008**. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. Revista Brasileira de Geociências 38, 366-378.

CHAVES, C. L. & GORAYEB, P. S. S. **2007**. Caracterização geológica, petrográfica e litogeoquímica dos granitos tipo A da região de Lajeado-Palmas-Porto Nacional-Ipueiras (TO). In: XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Atibaia. Anais XI Congresso Brasileiro de Geoquímica - Atibaia. Rio de Janeiro: SBG, v. 1. p. 10-14.

CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M.; ARAÚJO, C. E. G.; BASEI, M.A.S.; FUCK R.A.; GIRARDI, V. A. V. **2013a**. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil. *American Journal of Sciences*, 313:517-539.

CORDEIRO, P. F. O.; OLIVEIRA, C. G. O. **2017**. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research*, 298: 403-420.

CORREIA, C. T.; GIRARDI, V. A. V.; TASSINARI, C. C. G.; JOST, H. **1997**. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, p. 163-168, 1997.

COSTA, L.A.M. & ANGEIRAS, A.G. **1971**. Geosynclinal evolution of the Epi-Baykalian Plataforma of Central Brazil. *Geol. Rundschau*, 60(3): p1024-1050.

COSTA, L. A. M.; PORTELA, A. C. P.; NILSON, A. A.; VALE, C. R. O.; MARCHETTO, C. L. M.; SANTOS, E. L. DOS; MENEGHESSO, G.; INDA, H. A. V.; STERNA, L. H.; MARCHETTO, M.; BAPTISTA, M. B.; FRATIN, O.; MOSSMAN, R.; OLIVEIRA, T. F. de; SILVA, W. G. da. **1976**. Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco. PROSPEC/DNPM, Rel. Final.

COSTA, J. B. S. **1982**. Projeto Porto Nacional: Relatório Final. UFBA. Belém. p.104.

COSTA, J. B. S. et al. **1983**. Projeto Paraíso do Norte. Belém: MEC/UFPA/CVRD, p. 125.

COSTA, J. B. S. **1984**. Geologia da Região de Porto Nacional, GO. *Revista Brasileira De Geociências*, São Paulo: SBG, V.14, N.1, P.3-11, II.

COSTA, J. B. S.; LEMOS R. L.; MARTINS J. P. A.; BELTRÃO L. F.; GÓES A. M., HASUI Y. **1984**. Geologia da região de Porto Nacional. *Rev. Bras. Geoc.*, 14:3-11.

COSTA, J. B. S. **1985**. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás, Belém, 210p. Tese de Doutorado. Tese de Doutorado, CG-UFPA.

CUNHA, B. C.; POTIGUAR, L. A. T.; IANHEZ, A. C.; BEZERRA, P. E. L.; PITTHAN, J. M. L.; SOUZA Jr., J. J.; MONTALVÃO, R. M. G.; SOUZA, A. M. S.; HILDRED, T.R.; TASSINARI, C. C. C. **1981**. Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22-Tocantins. Geologia 1, 21-196.

DANTAS, E. L.; ARAÚJO FILHO, J. O.; OLIVEIRA C. G., CHIARINI M. F. N.; FUCK R. A.; DE SORDI, D. A. **2007**. Geologia da Folha Porangatu SD.22-X-D-I. Nota Explicativa. Brasília, CPRM/UnB, 98 p., 1 mapa.

DARDENNE, M. A. **1978**. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 30. Recife, p.299-308, 1978.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J. T.; GRANDCLAUD, P.; MARCHAL, M. **1980**. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature. Chemical geology, 29(1-4), pp.183-210.

DELLA FÁVERA J. C. **1990**. Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico. Tese de Doutorado, Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.

DIRETORIA DE PESQUISA E INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS. Base de Dados Geográficos do Tocantins - atualização **2012**. Palmas, SEPLAN/DPIE, janeiro/2012. CD-ROM. (Atualização de arquivos em escala 1:1.000.000 da Base de Dados Geográficos do Tocantins). Organizado por Rodrigo Sabino Teixeira Borges e Paulo Augusto Barros de Sousa.

FERREIRA, L. A. **2003**. A geração de energia elétrica e os impactos socioambientais causados às populações rurais: a construção da Usina Hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães. Monografia (Especialização em Planejamento e Gestão Ambiental) - Fundação Universidade do Tocantins, Palmas.

Ferreira, F.J.F. **2016**. Gamaespectrometria aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica (Dissertação de Doutorado, Universidade Federal do Paraná).

FIGUEIREDO, A. M.; RAJA-GABAGLIA, G.P. **1986**. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 16(4): 350-369.

FRASCA, A. A. S.; LIMA, H. A.; MORAES, L. L. D.; RIBEIRO, P. S. E. **2010**. Geologia e recursos minerais da folha Gurupi: folha SC. 22-ZD.

FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. **2001**. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42(11), pp.2033-2048.

FUCK, R. A. A. **1994**. Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Atas, p. 184-187.

FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; BOTELHO N. F.; JUNGES, S. L.; HOLLANDA, M. H. B. M.; ARMSTRONG, R. **2002**. Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. SBG, Congr. Bras. Geol, 41, 308.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F.J. **1994**. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8:57-67.

GORAYEB, P. S. S.; COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; GAMA JR, T.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. **1988**. O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO. *Rev. Bras. Geoc.*, 18: 391-397.

GORAYEB, P. S. S. **1996**. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, p. 262.

GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V.; ARCANJO S. H. S. **2000a**. Granitogenesis events in the Porto Nacional – Palmas – Paraíso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: *Internat. Geol. Congr. 31.*, CD ROM.

GORAYEB, P. S. S.; MOURA C. A. V.; BARROS G. R. **2000b**. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30:190-194.

GORAYEB, P. S. S.; MOURA C. A. V.; CHAVES C. L. **2001**. A granitogênese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins:

implicações para redefinição da Suíte Lajeado. In: Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Boletim de Resumos Expandidos, CD-ROM.

GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V. **2002**. Idades modelo TDM dos granulitos de Porto Nacional-TO. SBG, Congr. Bras. Geol, 41, p.30.

GORAYEB, P. S. S.; CHAVES, C. L.; MOURA, C. A. V.; DA SILVA LOBO, L. R. **2013**. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, p. 278-292.

GUNN, P. J.; DENITITH, M.C. **1997**. Magnetic responses associated with mineral deposits. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*. **17**(2): 145-158.

HASUI, Y.; TASSINARI, C. C. G.; SIGA JR, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F. D.; KAWASHITA, K. **1980**. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológicogeotectônico. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 31, pp. 2-659).

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. **1985**. Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brasil. In: HINZE, W.J. ed. *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, EUA, p. 124-131.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. **1984**. Província Tocantins - Setor setentrional. In: Almeida, Fernando Flávio Marques de; Hasui, Yociteru (Coord.). *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blucher Ltda p.187- 204.

HASUI, Y & MIOTO, J.A. **1988**. A zona sismogênica de Porangatu-GO. 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, 5: 2173-2186.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; GORAYEB, P. S. S.; LEMOS, R. L.; GAMA JR. T.; BEMERGUY, R. L. **1994**. Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, RJ, Anais, p. 2220-2230.

HIRTH, G.; TULLIS, J. **1994**. The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B6), pp.11731-11747.

IRVINE, T. N. J.; BARAGAR, W. R. A. F. **1971**. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of earth sciences, 8(5), pp.523-548.

JOST H.; CHEMALE JR, F.; FUCK, R. A.; DUSSIN, I. A. **2013**. Uvã complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 47, p. 201-212.

KAMINSKY, F. V.; SABLUSKOV, S. M.; SABLUSKOVA, L. I.; ZAKHARCHENKO, O. D. **2009**. The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 28: 288-303.

LIMA, H. A. F.; FERREIRA FILHO, C. F.; PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L.; ARAÚJO, S. M. **2008**. Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. Journal of South American Earth Science 26, 300e317.

LUZ, A. B. D.; LINS, F. A. F. **2005**. Rochas & minerais industriais: usos e especificações. CETEM/MCT.

MAIA, J. G. D. A. **2016**. Caracterização da mineralização aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO). Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, UnB.

MAMEDE, L.; ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M. **1981**. Geomorfologia in: Brasil. Departamento nacional de Produção Mineral. Folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1981. il. v.22. p.21-196 (Levantamento de Recursos naturais, 22).

MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C.; DARDENNE, M. A.; LOGUERCIO, S. O.; RAMALHO, R. **1984b**. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus, C., Diógenes, A.C., Derge, G.R., Asmos, M.G. (Coord.) 1984. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. p. 251-303.

MARQUES, G. C. **2009**. Geologia dos grupos Arai e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Brasília, 122p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. MOORE, B. 1963. Geological

Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro, Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.

MEIRELES, H. P.; Xavier, R. P.; HASUI, Y.; KOTSCHUBEY, B. **1995**. Geologia e ocorrências auríferas da área do Morro do Lajeado, Porto Nacional – TO. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará.

MOORE, B. **1963**. Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro. Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.

MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. **1996**. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG, Congresso Brasileiro De Geologia, 39., Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996. v.6, p.31-34.

PALERMO, N. **1988**. Geologia e Mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás. Dissertação de mestrado, Rio de Janeiro, UFRJ, 139p.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A.; MARINI, O. J. **1991**. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52:321-335.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. **1992**. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. **1998**. Novos dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no Sudoeste de Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. Anais SBG, p.39.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. **2000**. The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, n.30, p.35-39.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. **2004**. O embasamento da Faixa Brasília e o arco Magmático de Goiás. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques*. São Paulo: Beca, p.355-370.

PINHEIRO, B. L. S.; MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S. **2011**. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências* 41, 304-318.

PINHO, C. M. D.; RENNÓ, C. D.; KUX, H. J. H. **2005**. Avaliação de técnicas de fusão aplicadas à imagem Quickbird. INPE, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Anais, p. 4225-4232.

PRAXEDES, I. F. **2015**. Lineamento transbrasileiro, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília. 2015. xviii, 104 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade de Brasília, Brasília.

RAMOS, J. R. de A.; BARBOSA, R. A. **1967**. Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tocantins. In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, Belém, 1967. Atas... Belém, CNPq, p. 387-401.

RIBEIRO, V. B.; MANTOVANI, M. S.; LOURO, V. H. A. **2014**. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terra Didática*, 10(1): 29-51.

RIBEIRO, P. S. E.; ALVES, C. L. **2017**. Geologia e recursos minerais da região de Palmas - Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A, escala 1:250.000. 484p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, p 25-28.

SABOIA, A. M. **2009**. O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 71.

SACHETT, C. R. **1996**. Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região de Monte do Carmo-TO. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, p. 92.

SACHETT C. R.; LAFON, J. M.; KOTSCHOUBEY, B. **1996**. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região

de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, Salvador, p. 264-267.

SCHOBENHAUS, F. C. **1975**. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Tocantins (SC.22). DNPM, Brasília, p. 56.

SHAND, S.J. **1943**. Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites (No. 552.1 S43 1943).

SOARES, J. E. P. **2005**. Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central.

STEIN, J. H.; COSTA, L. A. M.; BATISTA, M. B.; SILVA, W. G. **1976**. Projetos Leste do Tocantins/Oeste do São Francisco – Relatório Final – Fase-V-v.lb. Petrópolis, DNPM/Prospec. 257 p.

STIPP, M.; STUNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMIDS, S. M. **2002**. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. Geological Society, London, Special Publications, 200(1), pp.171-190.

STRIEDER, A. J.; GOTTARDO, E.; CUNHA, F. S. S.; BINNOTO, R. B.; MESQUITA, M. J. M. **1994**. O Significado Tectônico dos Lineamentos Transbrasiliano no Processo Colisional Neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Resumo. Balneário Camboriú, SC, Brasil. v. 1. p. 267-269.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. S. **2007**. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15(2), pp.253-263.